

50376
1976
173

50376
1976
173

N° d'ordre : 616

T H E S E

présentée à
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de :

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
Mention Géologie Appliquée
Géologie structurale



par

Alain IZART

ETUDE GEOLOGIQUE D'UN SECTEUR DU
PELOPONNESE NORD-OCCIDENTAL (GRECE) :

LA CARTE DE GOMERON

Soutenue le Décembre 1976 devant la Commission d'Examen :

MM.	P. CELET	Président
	J. DERCOURT	Rapporteur
Mme	G. BIZON	Invitée
M.	J.J. FLEURY	

R E S U M E

La carte de Goumeron est située au NW du Péloponnèse (Grèce).

La présente étude comporte trois chapître :

- . Le premier porte sur le flysch de la carte de Goumeron ;
successivement sont décrits :
 - la Stratigraphie : Cette FORMATION, Oligocène inférieur à supérieur, comprend quatre ensembles lithostratigraphiques A, B, C, D et appartient à la zone du Gavrovo à l'E du Skolis et à la zone du Gavrovo-Ionien interne à l'W du Skolis.
 - la Sédimentologie : le sédiment est de type FLYSCH et s'est déposé par l'intermédiaire d'un cône sous-marin profond complexe dans un bassin secondaire du grand sillon Gavrovo-Ionien interne.
 - la Tectonique : le flysch est affecté de plis s'exagérant en écailles.

- . Le deuxième est consacré au front de la nappe du PINDE-OLONOS ;
successivement sont décrits :
 - la Stratigraphie : la série observée du Trias au Paléocène est du type Pinde-Olonos externe.
 - la Tectonique : l'écaillage est très serré au front.

- . Le troisième est une revue surtout bibliographique du Quaternaire.

R E M E R C I E M E N T S

Avant de présenter ce travail, qui résume les campagnes de terrain été 1974 et été 1975, je suis heureux d'exprimer mes remerciements aux personnes qui m'ont permis de l'entreprendre et de le mener à son terme.

Monsieur le Professeur CELET a bien voulu présider ce jury, je l'en remercie vivement.

Monsieur le Professeur DERCOURT me confia ce sujet d'étude qui fait l'objet du présent mémoire, je lui en sais gré et le remercie vivement quant à son rôle de guide tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Madame BIZON détermina la microfaune du Flysch du Gavrovo et me reçut toujours avec beaucoup de gentillesse, Merci.

Monsieur le Docteur UNRUG fut mon Maître en l'étude sédimentologique du Flysch lors de mon stage dans les Carpathes polonaises en Juin 1975, Merci.

Monsieur FLEURY me visita sur le terrain et me conseilla tant sur le terrain qu'au laboratoire et me détermina la microfaune Crétacé-Paléocène du Pinde et du Gavrovo, Merci.

J'adresse mes vifs remerciements à :

Monsieur TSOFLIAS qui m'aida si gentiment en Grèce et me fit partager ses informations sur le flysch de la carte de Kato Achaïa.

Monsieur HAGEMAN de l'Université d'Utrecht (Pays Bas) qui mit aimablement à ma disposition son travail sur le Quaternaire de la région de Pyrgos.

Monsieur le Professeur KSIĄZKEWICZ, le Professeur DZULYNSKI, Marck WENDORFF et sa femme, et tous les étudiants de l'Institut des Sciences géologiques de Cracovie (Pologne) pour leur accueil et pour la révolution de mes idées sur le flysch.

.../...

Messieurs DIDON, HOYEZ et BEAUDOUIN pour leurs conseils sur le flysch.

Messieurs TERRY, MANSY, DE WEVER pour leur action permanente.

Monsieur VRIELYNCK pour la détermination des Conodontes triasiques.

Monsieur BASSOULET pour la détermination de la microfaune jurassique du Pinde.

Monsieur FOURCADE pour la détermination de la microfaune Crétacé inférieur.

Monsieur CUIF pour la détermination des coraux triasiques et Monsieur MARCOUX quant à l'échange de point de vue entre la Turquie et la Grèce.

Tout le personnel qui oeuvra à la publication de ce mémoire.

Mes amis AMEDRO, MEATS, ROBILLARD, WIGNIOLLE.

Le groupe d'étudiants gravitant autour du Restaurant Pariselle.

Mes Grand-Parents, Mes Parents, à qui je rends hommage car ce travail n'est l'aboutissement que de leurs efforts ; ainsi que ma soeur, mon beau-frère et la petite Laure, notes gaies et chaudes dans ce décor lillois.

Les habitants des villages de Roupakia, Manesi, Galaro, Ayia Varrara, Prostovitsa, Panopoulou, Skiadha, Kakotari, Portes, dont j'ai apprécié la gentillesse, l'hospitalité à tout moment. Un grand merci à tous mes amis les bergers ; on apprend à leur contact que le pain, l'eau, le lait, le fromage sont sacrés.

Enfin, il me faut souligner la compréhension des autorités helléniques qui en la personne de M. J. BORNOVAS, Directeur du service cartographique de l'I.G.R.S., de M. KATSIKATSOS, mirent à ma disposition les fonds topographiques et les photos aériennes indispensables. De même, je remercie le Ministère des Affaires Etrangères Français et le Gouvernement Polonais pour la bourse accordée en Pologne en Juin 1975.

E R R A T A

Dans le résumé : ligne 2 chapitres

p. 3 : ligne 29 cantonnée

p. 16 : ligne 28 inférieur

p. 42 : ligne 6 ensemble C

p. 45 : ligne 5 Globigerina

p. 65 : fig. 32 G. = "gravel" au lieu de grossier

p. 66 : ligne 17 (fig. 31-32)

p. 77 : mettre sous M_2 = submature ; a, a₁, a₂ = abondant ; r = rare.

p. 97 :
$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}$$

p. 105 : ligne 23 On se reportera à Ricchi-Lucchi (fig. 4 et tabl. 1, 1975) (fig. 35)

p. 107 : ligne 17 : 2,5 < Mdφ < 4,1

$$- 1 < c\phi < 2$$

$$3,3 < Md\phi < 4,7$$

$$1 < c\phi < 3$$

p. 110 : ligne 9 disséquées dans l'arrière pays émergé

p. 114 : ligne 20 à axe N ou S

p. 117 : fig. 53 - mettre à droite de la figure :

f1 = flysch ; A = ensemble A

cp = couches de passage

es = calcaires Eocène supérieur

p. 124 : ligne 25 Pinde Olonos ; Terry

ligne 29 Trias supérieur, appelés

p. 127 : ligne 24 au Lutétien supérieur et un flysch

p. 128 : fin de page : 2) Les coupes :

p. 132 : ligne 33 (éch. Io239)

p. 133 : ligne 15 Calpionelles

p. 144 : ligne 17 Blastochaetetes

p. 146 : ligne 26 Ayiakiriaki à

p. 147 : ligne 5 Calpionelles

p. 150 : ligne 1 Calpionelles

ligne 5 Calpionelles

p. 156 : ligne 18 passée au lieu de partie

p. 158 : ligne 29 Calpionelles

p. 159 : ligne 26 Calpionelles

p. 161 : ligne 4 Calpionelles

- PRESENTATION -I- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE : (fig. I, II)

La région étudiée est centrée sur la carte de Goumeron au 1/50 000 et s'étend aux limites des provinces d'Achaïe et d'Elide, au NW du Péloponnèse (Grèce). Elle présente une série de monts et de dépressions caractéristiques du pays du flysch, d'où ressort l'arête calcaire du Skolis, à l'W, au N et au centre de la carte ; ce bas pays est dominé à l'E par le puissant massif de l'Erymanthe (Olonos) ; ces deux ensembles s'ennoient au S sous des dépôts quaternaires largement représentés.

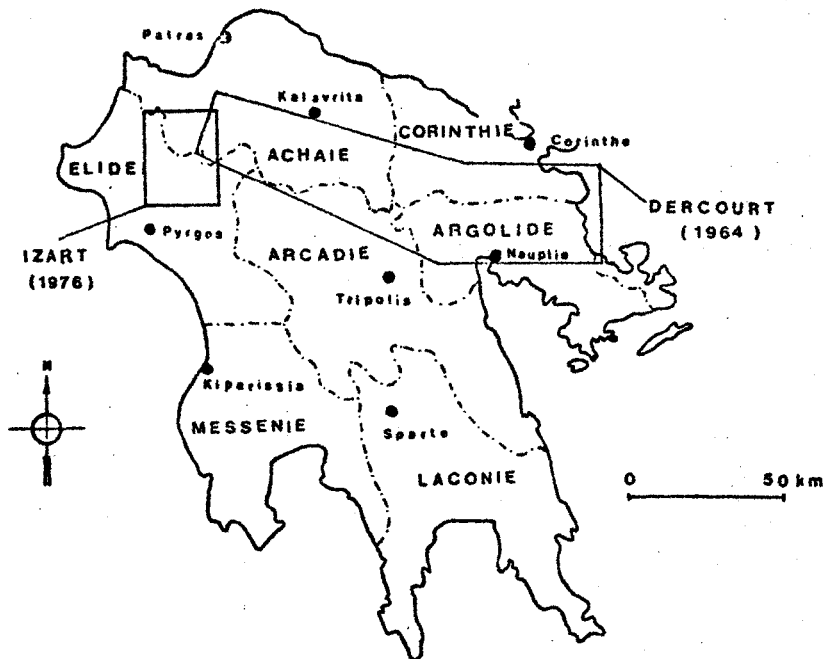
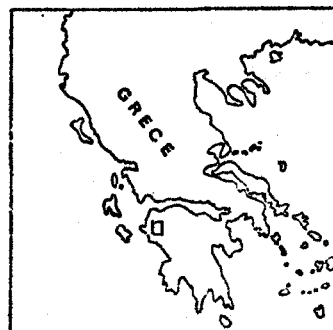


FIG. I : PRINCIPALES DIVISIONS ADMINISTRATIVES
DU PELOPONNESE



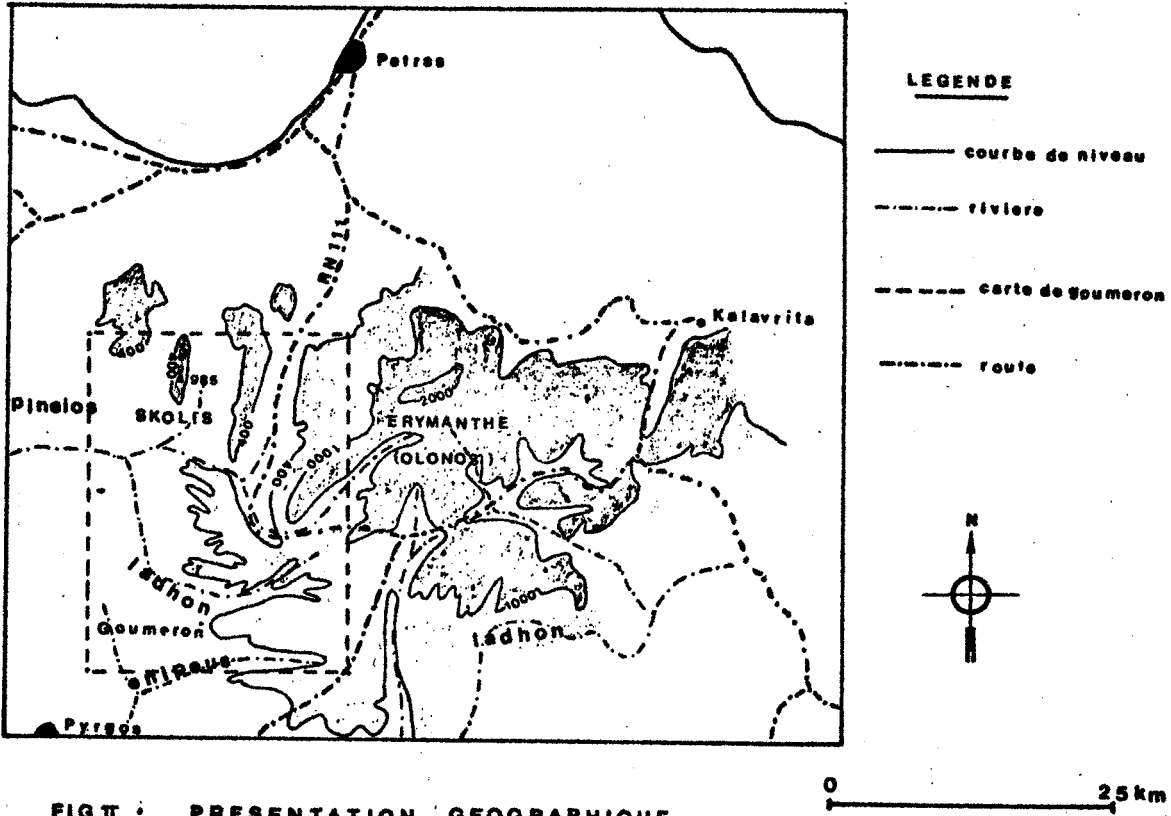


FIG II : PRESENTATION GEOGRAPHIQUE.

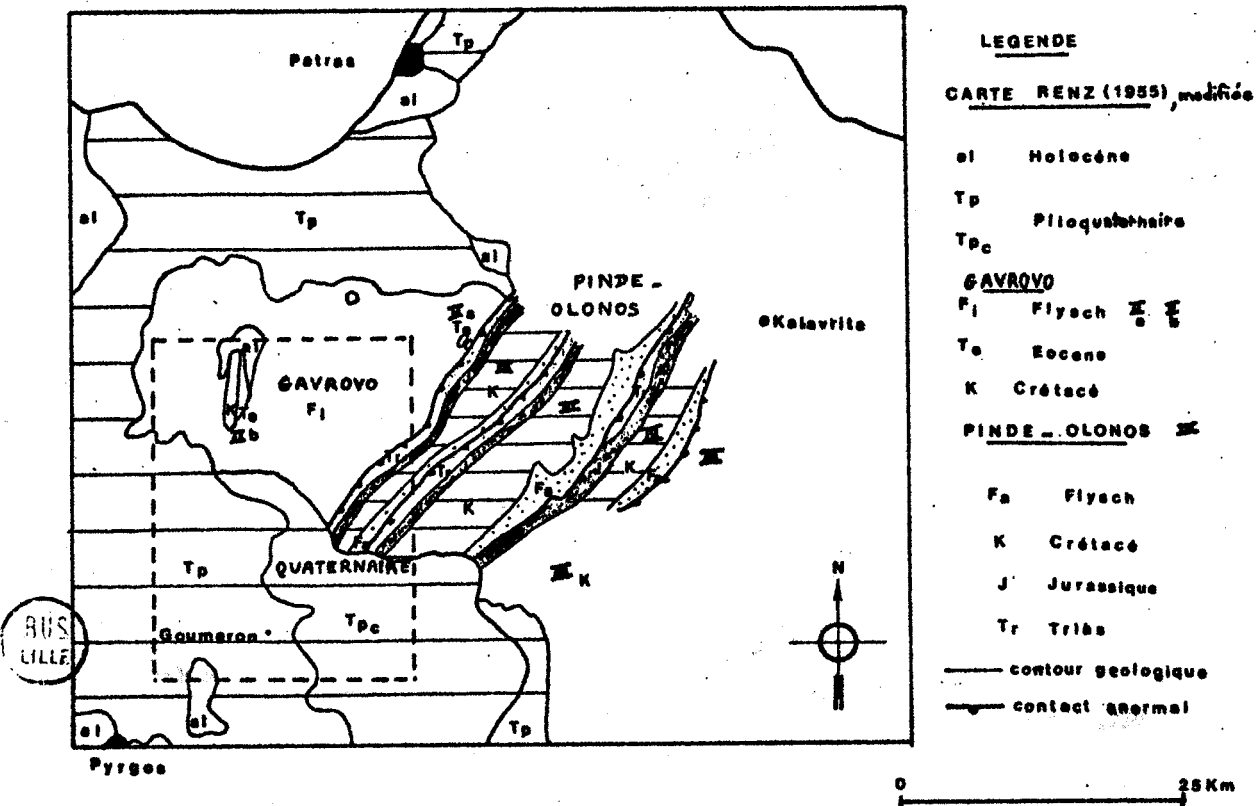


FIG III : PRESENTATION GEOLOGIQUE

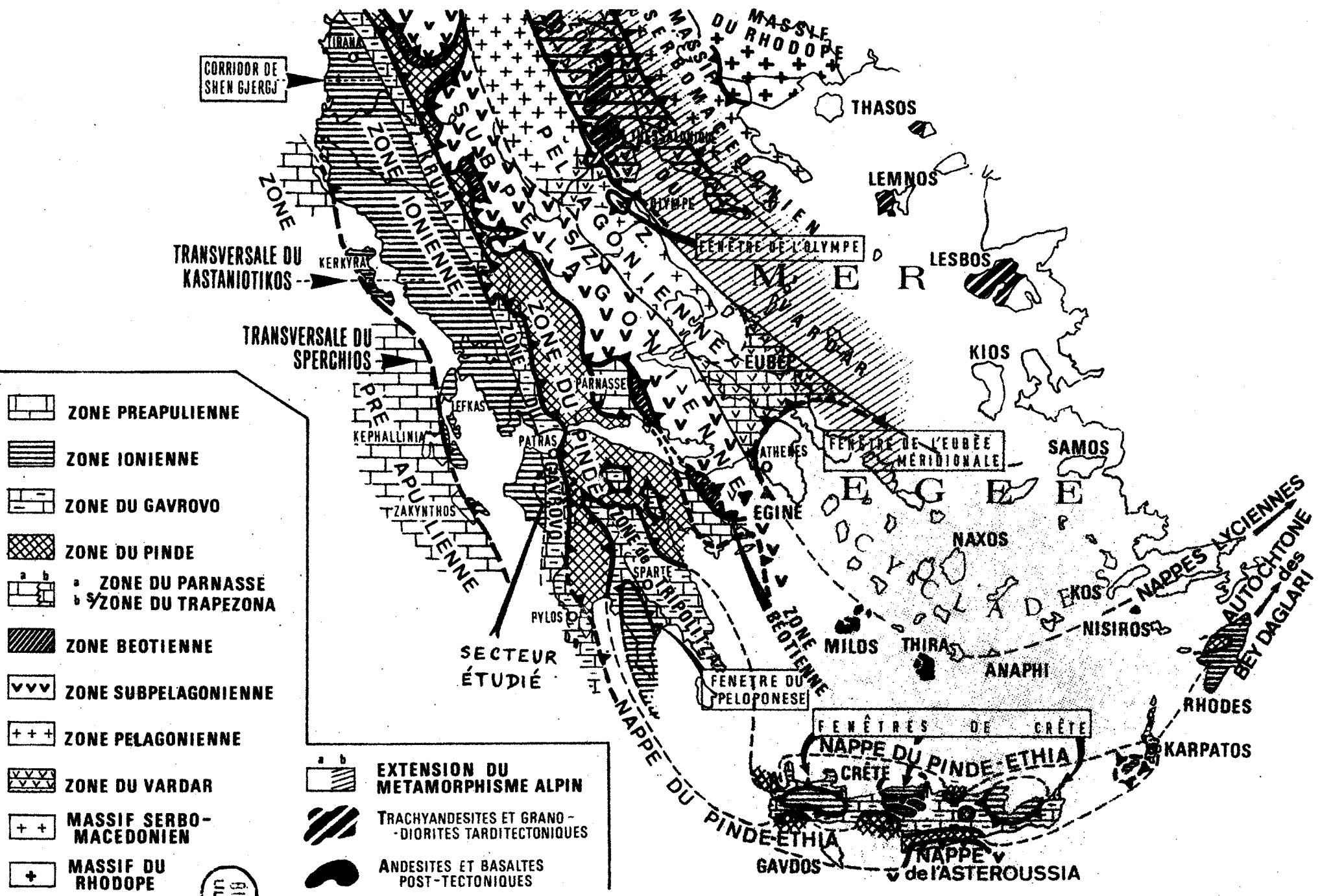


Fig. IV. Esquisse paléogéographique et structurale de la Grèce. (d'après R. E. SGF en GRECE, 1976)

II- PRESENTATION GEOLOGIQUE : (fig. III, IV)

Nous reconnaissons stratigraphiquement trois ensembles (fig. III) dans la région étudiée, qui seront présentés successivement.

- la série plissée et écaillée du Gavrovo-Tripolitza (calcaire et flysch sus-jacent),
- la série chevauchante du Pinde-Olonos (front de la nappe),
- les formations discordantes quaternaires.

III- BUT DU TRAVAIL

- Dans le cadre du lever géologique du Péloponnèse au 1/50 000, ce travail, centré sur la carte de Goumeron au 1/50 000, vient parachever vers l'W les levés antérieurs de Meilliez, Flament, De Wever, qui reprennent à une échelle plus grande la carte de Dercourt (1964).
- D'un point de vue scientifique, il nous fallait étudier :

+ la tectonique du Flysch du Gavrovo :

Quelques découvertes avaient rendu nécessaire la connaissance de la structure du flysch entre le Skolis et le front du Pinde-Olonos, c'étaient :

- le chevauchement accompagné d'écaillages des calcaires du Skolis (Gavrovo) découvert par Fleury in Dercourt, De Wever, Fleury (1975)
- la présence d'écailles replissées de Tripolitza au front du Pinde-Olonos découverte par Dercourt, Fleury, Isofilias (1973)
- des photos prises d'avion par Dercourt révélèrent des structures dans ce flysch

De nombreuses questions se posaient :

- Le Flysch contenait-il des écailles calcaires ?
- Le Flysch était-il plissé ou écaillé ?

Pour découvrir la structure du Flysch, il fallait une étude lithostratigraphique précise en recherchant des critères micropaléontologiques et sédimentologiques pour la corrélation ; ceci m'amena à l'étude sédimentologique de ce flysch.

+ La série du Pinde-Olonos au front de la nappe :

Il fallait continuer vers l'W le travail qu'avait réalisé Flament (1973) dans un secteur médian de la nappe. Le front était-il un front d'érosion ou trouvait-on en ce secteur une série du Pinde-Olonos externe ?

+ Le Quaternaire :

Occupant la moitié de la carte de Goumeron, il nous fallait le connaître en détail.

IV- SYNONYMIE ET ERREUR DANS LA TOPONYMIE

Prostovitsa ou Brostovitsa = Drossia

Boukovina = Ayia Trias

Khatsouri = Karaugi

Dhervini = Kriovrissi

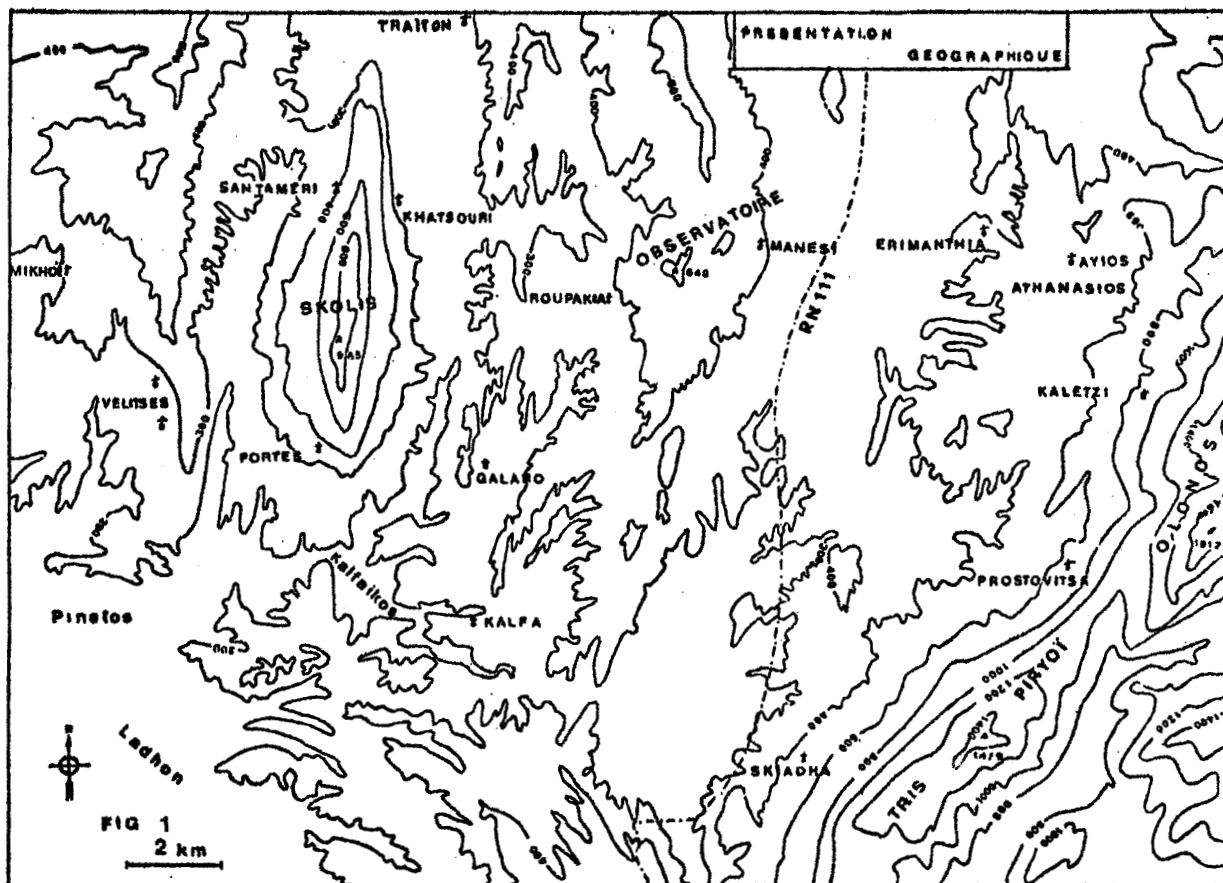
La carte d'état major (Goumeron 1/50 000) présente les erreurs suivantes dans la toponymie

nom sur la carte	nom réel
Roupakia	Manesi
Galaro	Kato Ayia Marina
Ayia Varvara	Ano Ayia Marina
Kalfa	Skoura
Velitses	Kato Velitses
Ano Velisa	Ano Velitses
Prodhromos	Skliiva

1ère partie : LE FLYSCH DE LA CARTE DE GOUMERON

INTRODUCTION

1) Présentation géographique du domaine étudié (fig. 1)



Ce pays de flysch, formant la partie septentrionale de la carte de Goumeron et s'étendant plus au N sur la carte de Kato Achaïa, est constitué de monts et de dépressions, desquels surgit l'arête calcaire du Skolis. Il est chevauché à l'E par le Pinde-Olonos et recouvert en discordance au N, à l'W, au S par le Plioquaternaire (fig. 1). De l'W vers l'E, on observe :

- une région de monts gréseux et pélitiques, d'altitude de 400 à 500 m : les monts de Mikhoï-Velitses,
- la dépression pélitique de Santameri-Portes, d'altitude de 200 à 300 m,



- le Skolis qui culmine à 965 m, arête calcaire complexe chevauchant à l'W le flysch,
- la dépression pélitique de Khatsouri, d'altitude 200 à 300 m,
- une région de monts faite d'alternances de grès et de pélites, d'altitude 300 à 400 m : les monts Galaro,
- la dépression pélitique à l'W de Roupakia, d'altitude 300 m,
- le mont de l'anticlinal de l'observatoire formé de bancs gréseux alternés de pélites, d'altitude 640 m ; son altitude diminue vers le S,
- la dépression pélitique empruntée par la RN III, d'altitude 800 m, interrompue de masses conglomératiques isolées allongées du N au S (400 m - 529 m - 666 m) et masquée par des tables d'érosion quaternaire,
- les avants monts de l'Olonos.

Les dépressions sont des lieux de culture et de pacage alors que les monts sont couverts d'un épais maquis. La dépression de la RN III constitue l'axe de circulation de la région. Les villages sont implantés sur le flanc ou au centre des dépressions, ils sont maintenant reliés par des pistes à la RN III pour ceux situés à l'E du Skolis ou à la route Pyrgos-Patras pour ceux situés à l'W et au N. L'activité humaine est constituée de maigres cultures et surtout d'élevage du mouton et de la chèvre.

2) Présentation géologique

On étudiera dans ce chapitre une série plissée et écaillée de type flysch que les relations avec les calcaires sous-jacents permettent de rapporter à la zone de Gavrovo-Tripolitza. Ces calcaires sous-jacents sont néritiques et caractérisent une zone peu profondément immergée de type ride miogéosynclinale (Aubouin, 1959). Ils sont surmontés d'un flysch d'âge éocène supérieur - oligocène. Au sein du bassin, il est difficile de séparer le flysch ionien du flysch du Gavrovo, mais il est possible grâce à l'âge des couches de passage au flysch de diviser la zone de Gavrovo-Tripolitza en deux sous-zones : la sous-zone de Gavrovo externe et la sous-zone de Tripolitza interne.

3) Présentation des connaissances

3-1. dans le secteur étudié

Philippson (1892), Blumenthal (1933), Renz (1955) visitèrent ce pays (in Dercourt, 1964). Dercourt (1964) figure une coupe de l'W du Skolis au chevauchement du Pinde-Olonos à l'E, celle-ci montre des pélites, des grès et des conglomérats disposés en monoclinale à pendage E à l'E du Skolis. La base du flysch surmonte le calcaire organogène fossilifère du Lutétien supérieur - Priabonien inférieur à l'E du Skolis, elle était donc attribuée sans preuve paléontologique au Priabonien inférieur.

Le Skolis est actuellement l'objet d'études de Fleury (in Dercourt, De Wever, Fleury, 1975 et in Dercourt, Fleury à paraître) ; les calcaires du Skolis et le flysch qui les surmonte appartiennent à la série de Gavrovo ; ces calcaires sont écaillés. Sous le front du Pinde-Olonos, il existe des écaillés à matériel de Gavrovo-Tripolitza (carte de Lambia et de Goumeron), dont l'attribution à la sous-zone de Gavrovo ou à celle de Tripolitza sera précisée dans cette étude. Rappelons que des écaillés à matériel de Tripolitza ont été mises en évidence plus au N, à Kaloussi (Dercourt, Fleury, Tsoflias, 1973).

3-2. Dans la zone de Gavrovo-Tripolitza

Dercourt (1964) concluait le chapitre traitant de l'oligocène de cette zone en écrivant :

"Dans cette zone, il existe deux types de flysch : l'un dépourvu de conglomérat vient en continuité avec des couches de passage datées du Priabonien, il est lui même daté à sa base de l'Eocène terminal ou de l'Oligocène".

Il s'agit du massif du Klokova (Grèce continentale) étudié par Bizon, Dercourt et Neumann (1963), dont l'étude a été reprise par Fleury (1970),

"l'autre, très riche en conglomérats à galets du Pinde, est daté de l'Oligocène". Et il ajoute : "le premier affleure seul dans les sous-zones interne et centrale de la ride de Gavrovo-Tripolitza, l'autre est contourné à la zone externe où il recouvre le flysch dépourvu de conglomérat".

Depuis, un certain nombre de faits ont été publiés concernant l'âge des couches de passage au flysch et la tectonique de la zone de Gavrovo-Tripolitza :

- une étude menée dans la zone de Gavrovo en Epire (Grèce Nord-occidentale) par l'I.F.P. - I.G.R.S. (1966). Le synclinal d'Epire-Akarnanie est dans la même position paléogéographique et structurale que notre secteur, il est caractérisé par un flysch épais : 5500 à 6000 m. Ce synclinorium comprend essentiellement du flysch et l'anticlinal des monts Valtou (Gavrovo) ; il s'étend entre l'anticlinal du Xerovouni-Mitsikeli à l'W et le chevauchement frontal du Pinde à l'E. Au dessus de la zone de transition des calcaires marneux de l'Eocène supérieur repose le flysch qui comprend cinq ensembles gréseux et marneux. A l'époque, les marnes de base et le sommet du flysch ont été donnés respectivement de l'éocène supérieur et de l'Aquitainien ; ils ont été replacés respectivement dans l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur (biozone à *Globorotalia opima opima*) (voir Bizon, Thiebault 1974).
- En Péloponnèse, Dercourt, Fleury et Mania (1970) notent l'apparition précoce des faciès flyschoïdes (couches de passage) pendant le Lutétien supérieur dans une zone interne (S de Dimitzana), Mansy (1971) décrit des couches de passage au flysch datées du Priabonien et un wildflysch à niveaux conglomératiques fossilifère daté de l'Oligocène moyen dans les monts Kiparissia (Mésénie). Fleury et Tsoflias (1972) distinguent deux domaines dans la ride de Gavrovo-Tripolitza au Priabonien. Dans la partie externe, le flysch s'installe au-dessus des niveaux à *Pellatospira madaraszii* (HANTKEN). On la trouve dans les massifs du skolis, Lapithos, Filiatras et Pylos en Péloponnèse équivalents des massifs du Gavrovo et du Klokova en Grèce continentale. Dans la partie interne, le flysch s'installe avant l'apparition de *Pellatospira madaraszii* (HANTKEN) (Lutétien supérieur - Priabonien). La coupe de Kaloussi, située au front de l'Olonos quelques kilomètres plus au N du secteur étudié sur la carte de Lambia, appartient à cette partie interne. L'analyse tectonique a été menée par Dercourt, Fleury et Tsoflias (1973), qui décrivent une lame de calcaire de Tripolitza chevauchant sur le flysch et replissée affleurant sous le chevauchement du Pinde-Olonos à Kaloussi.

Les auteurs proposent deux hypothèses :

- soit des copeaux de la zone de Gavrovo-Tripolitza entraînés sous la nappe du Pinde,
- soit un sous-charriage généralisé de la zone de Gavrovo-Tripolitza sous la nappe du Pinde en place.

Le caractère allochtone de la série de Tripolitza a été montré en Péloponnèse méridional (Thiebault, 1973, 1974), comme en Crète (Epting *et al.* 1972, Fytrolakis, 1972, Bonneau, 1973, Bonneau *et al.* 1975). Je citerai Dercourt, De Wever, Fleury (1975) quant à l'interprétation tectonique et à la place de cette zone dans les Hellenides :

"On a jusqu'à présent interprété l'édifice hellénidique comme étant le résultat de l'empilement d'unités structurales dont les supérieures, d'origine interne, seraient venues recouvrir les inférieures, restées autochtones. Or, on ne connaît plus à l'heure actuelle l'autochtone vrai puisque les séries de Tripolitza-Zaroukla sont considérées comme charriées et que la zone ionienne est affectée, outre des écaillles et des plis décelés précédemment (Aubouin, 1958, IFP-IGRS, 1966), de grands chevauchements (BP, 1971, Jenkins 1972) et recouvre elle-même largement la zone préapulienne. On est donc amené à chercher une alternative qui n'impliquerait plus l'existence d'un autochtone vrai, qui se trouve peut-être dans l'hypothèse d'un sous-charriage progressif des domaines de plus en plus externes, venant s'enfiler sous l'édifice des unités plus internes"...

"C'est ainsi que les domaines superficiels du craton apulien, appendice de la plaque africaine, se disposeraient en "tuiles de toit" postérieurement à l'occultation de l'océan téthysien. C'est-à-dire que se décollant de leur substratum (qui, en profondeur acquièrerait un raccourcissement de style pennique), les couches mésozoïques et cénozoïques, associées éventuellement à la pellicule de leur substratum se pelleriaient en nappes et écaillles et s'engouffreraient les unes sous les autres".

La tectonique des calcaires du Skolis (Gavrovo) étant connue, nous avons tenté de décrypter la tectonique du flysch.

4) Plan de l'étude

Celle-ci se fera en trois temps :

- l'étude lithostratigraphique : la corrélation sera géométrique, lithologique, séquentielle et micropaléontologique,
- l'étude sédimentologique débouchera sur la reconstitution du milieu et des agents de dépôt,
- l'étude tectonique.

Ch. I : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

1) Introduction

La stratigraphie proposée porte sur les différents ensembles lithostratigraphiques des cartes au 1/50 000° de Goumeron, de Kato Achaïa partie S, de Lambia partie W. Les descriptions sont exposées par domaine géographique dans chacun d'eux, elles sont étayées par une coupe-type, par des coupes complémentaires présentant les variations importantes à l'intérieur du secteur donné et par une coupe synthétique. Le découpage cartographique choisi part d'un domaine où le flysch repose sur les calcaires du Skolis par l'intermédiaire des couches de passage, c'est-à-dire qu'il est là bien calé stratigraphiquement ; l'W du Skolis ne sera traité qu'en fin. Ce découpage est le suivant : (fig. 1)

- le Skolis,
- les monts de Galaro immédiatement à l'E du Skolis, de la dépression de Khatsouri à la dépression à l'W de Roupakia,
- le mont de l'observatoire,
- la dépression pélitique de la RN 111, ses barres conglomératiques,
- les monts au N d'Ayios Athanasios et au S de la carte de Kato Achaïa,
- les avant-monts de l'Olonos,
- les monts à l'W du Skolis.

La corrélation lithostratigraphique est d'abord géométrique, mais nous verrons que les discontinuités tectoniques sont nombreuses. Elle est ensuite lithologique, on distinguera des ensembles et des termes dans une formation de type flysch selon le "code of stratigraphic nomenclature" (AAPG, 1961). La légende des colonnes lithologiques est donnée en pochette ; et en ce qui concerne la numérotation des colonnes lithologiques, elle se fera en chiffre romain de I à XII de l'W vers l'E. Dans les ensembles où existent des grès et des pélites, par exemple dans la formation affleurant sur la carte de Goumeron, que nous appellerons B dans la suite, nous désignerons ainsi les différents termes :

- terme gréseux (chiffre arabe) ; ex : ensemble B, terme 1,
numéro de la coupe (I) s'écrit B-1 (I)
- terme pélitique (chiffre arabe et apostrophe) ; ex : B-1' (I).

Ceci permet de mieux visualiser les mégarythmes et les venues sableuses turbides dans un environnement pélagique pélagique et facilite la corrélation. Compte-tenu des caractéristiques sédimentologiques du flysch, les variations de faciès y sont très nombreuses. Enfin, la micropaléontologie nous permettra de dater les différents ensembles mais sans que cela permette d'affiner les corrélations lithologiques ; toute corrélation terme à terme des différentes coupes reste hypothétique même au sein d'un domaine géographique, a fortiori d'un domaine à l'autre.

2) Les relevés lithostratigraphiques (fig. 2, 3)

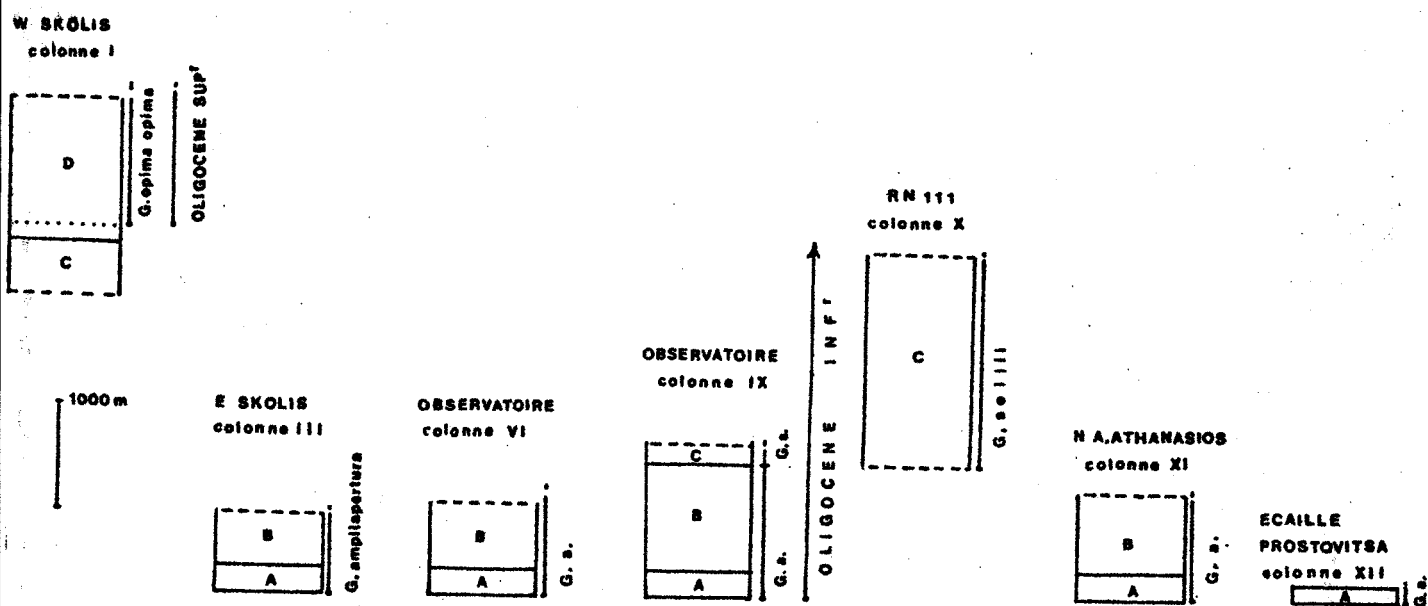


Fig. 2. Corrélation générale

Au terme de notre analyse, nous pourrions distinguer 4 ensembles superposés notés A - B - C - D. Le domaine situé à l'E du Skolis montre reposant sur les couches de passage au flysch un ensemble A pélitique, un ensemble B grésopélitique, datés tous les deux de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*), un ensemble C pélitoconglomératique Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina sellii*). Le domaine situé à l'W du Skolis montre un ensemble pélitique non daté et un ensemble grésopélitique daté de l'Oligocène supérieur (biozone à *Globigerina opima opima*), je propose ici de corréler l'ensemble pélitique supérieur avec C et l'ensemble grésopélitique avec D, ce qui nous conduit à évaluer à 4600 m l'épaisseur minimale de la série.

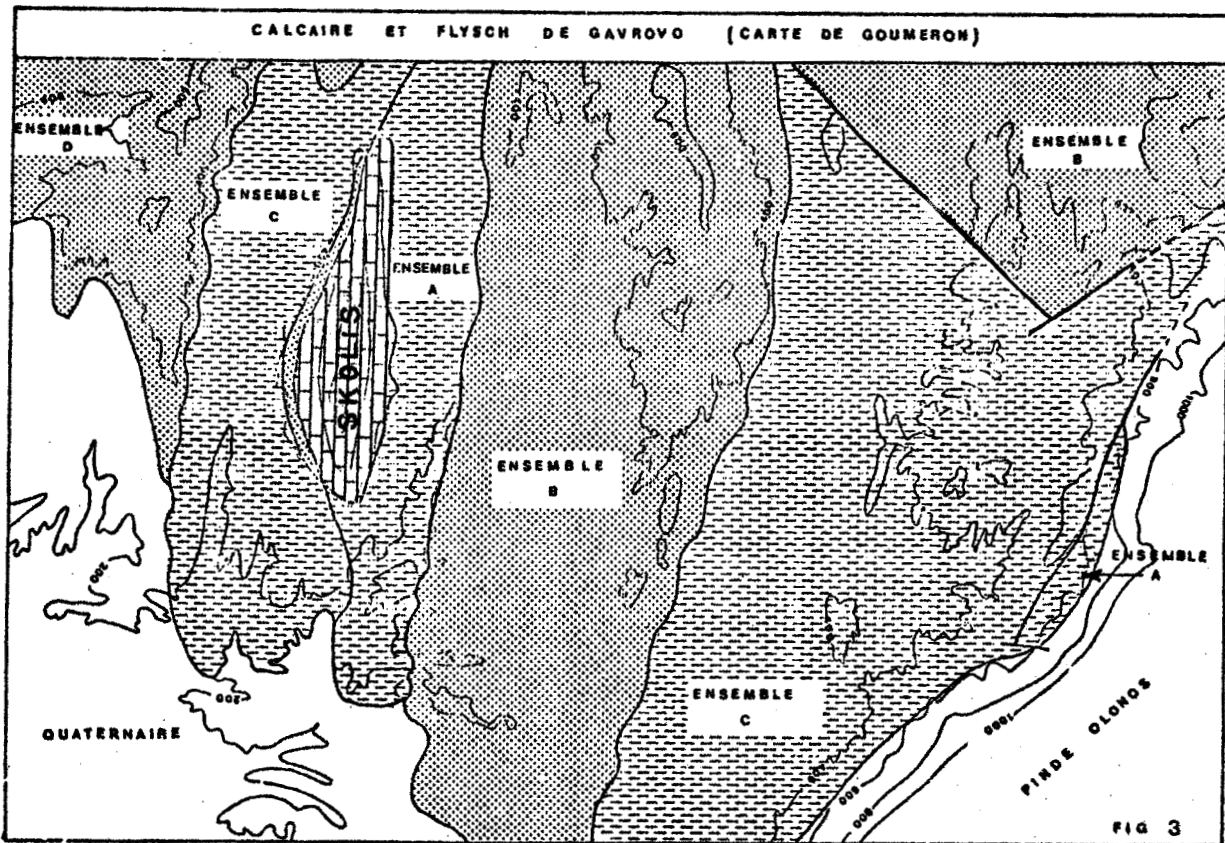


Fig. 3. Répartition des grands ensembles.

2-1. Le Skolis

Je n'ai pas étudié ce beau massif calcaire et je rappellerai simplement les résultats acquis : le caractère chevauchant des écailles calcaires a été établi par Fleury (in Dercourt, De Wever, Fleury (1975) et in Dercourt, Fleury (1975) ; cette arête est formée de 3 écailles au N et de 2 au S et chevauche à l'W le flysch dont l'âge sera établi plus loin (p. 55). Sur le flanc oriental du Skolis, le calcaire passe stratigraphiquement au flysch par l'intermédiaire de marnocalcaires jaunes formant les "couches de passage" des calcaires au flysch. Je citerai ici Dercourt, Fleury (1975) : "Les marnocalcaires des couches de passage (dont sont absentes les *Globorotalia* gr. *cerroazulensis*, mais où existent *Globigerina gortani* Borsetti, *G.* gr. *tripartita*... proches de la limite Eocène-Oligocène) reposent constamment sur des calcaires de l'Eocène supérieur (soit à microfaune benthonique avec *Grzybowskiella* cf. *multifida*, *Spyrocolypeus* sp., *Pellatispira madaraszii*... soit à microfaune planctonique, avec *Globorotalia* gr. *cerroazulensis*...) d'une épaisseur toujours faible (1 à 2 m), lesquels recouvrent parfois directement les calcaires du Sénonien inférieur (près de la pointe N du massif), parfois le Maestrichtien à *Rhapydionina liburnica* et *Orbitoididae* par l'intermédiaire d'une série de calcaires en partie bréchiques dont le ciment renferme des faunes benthoniques ou planctoniques du Paléocène - Eocène inférieur principalement (un peu au N du village de Khatsouri)".

Il doit être rattaché à la sous-zone de Gavrovo qui fut le siège de mouvements à la limite Crétacé - Tertiaire (IFP - IGRS, 1966, Dercourt et Fleury, 1975) et qui présente un flysch s'installant au-dessus des niveaux à *Pellatispira madaraszii* (HANTKEN). Des émergences ou des épisodes de non déposition sont également observables à la limite calcaire - couches de passage (hard ground du Skolis et de l'écaille de Prostovitsa et de Skiada).

2-2. Les monts de Galaro (s.l.), immédiatement à l'E du Skolis, de la dépression de Khatsouri à celle à l'W de Roupakia (fig. 4)

2-2-1. Coupe-type (fig. 5)

La coupe-type proposée montre le flanc E du Skolis, la dépression de Khatsouri, les monts jusqu'au petit synclinal perché de Pighi mourgia kondilis apostolos (monts de Galaro s.s.)

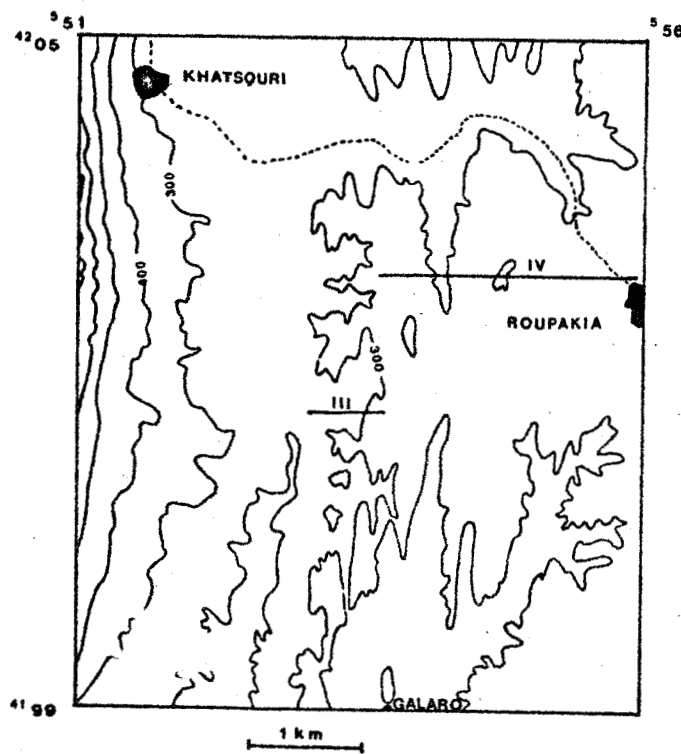


Fig. 4. Les Monts de Galaro

1ère partie : flanc E du Skolis et dépression de Khatsouri

Le flanc E du Skolis a été décrit précédemment ; un flysch pélitique (ensemble A) affleure au S de la dépression de Khatsouri, il présente là un pendage subhorizontal et la microfaune y est abondante.

L'échantillon I 157 (x = 5.51,5, y = 41.98) contient :

Globigerinita unicava (BOLLI, LOEBLICH ET TAPPAN)

Globigerina gortani (BORSETTI)

Globigerina prasaepis BLOW

Globigerina cf. *longiporoïdes angiporoïdes* HORNIBROOK

Globigerina ampliapertura BOLLI

Ces pélites font donc partie de la biozone à *Globigerina ampliapertura* (Oligocène inférieur). Leur épaisseur est difficilement mesurable (elle ne peut être inférieure à 250 m) et la partie supérieure contient des lentilles gréseuses (route Khatsouri - Roupakia) et une lentille grésoconglomératique (x = 5.52,75 , y = 42).

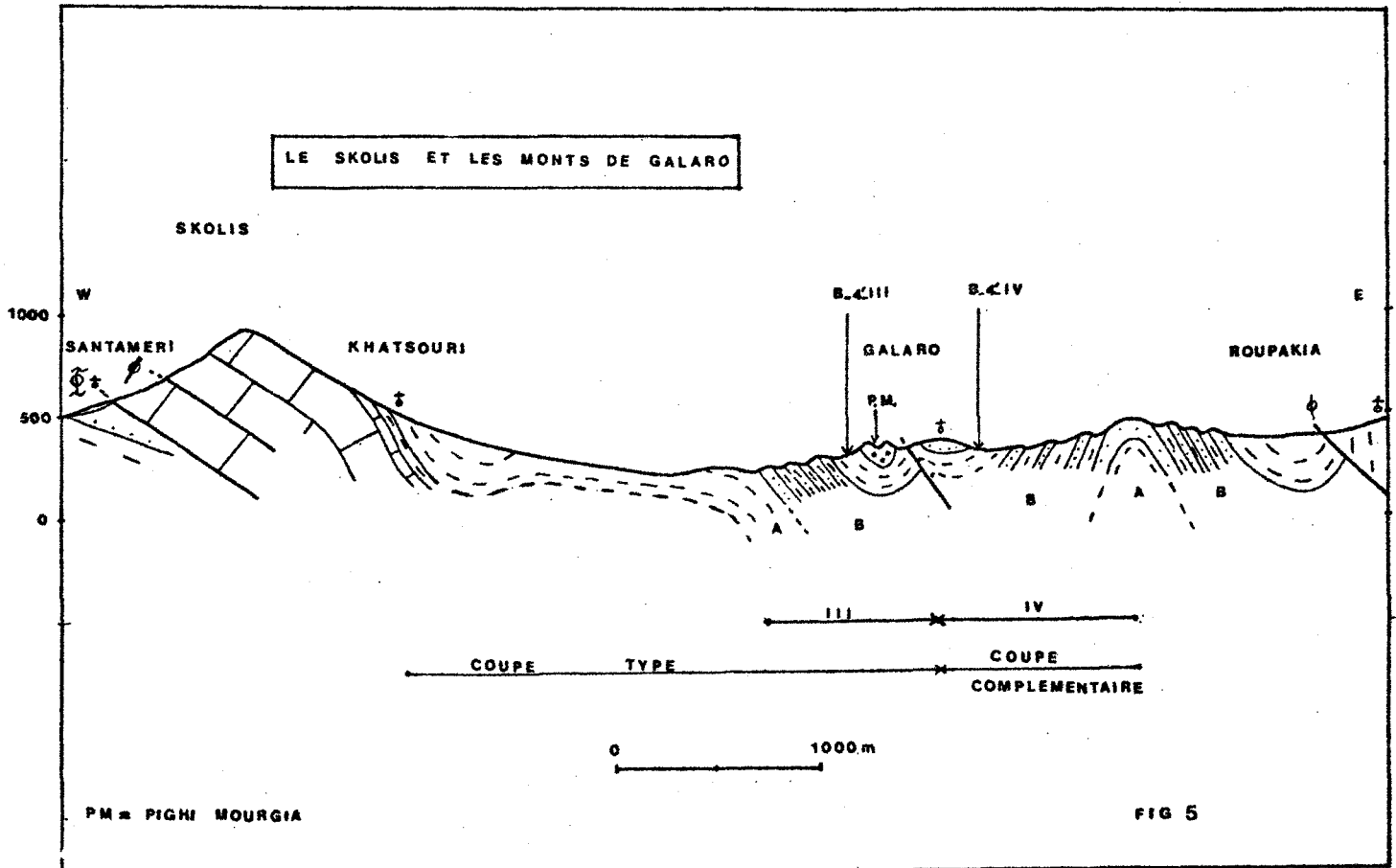
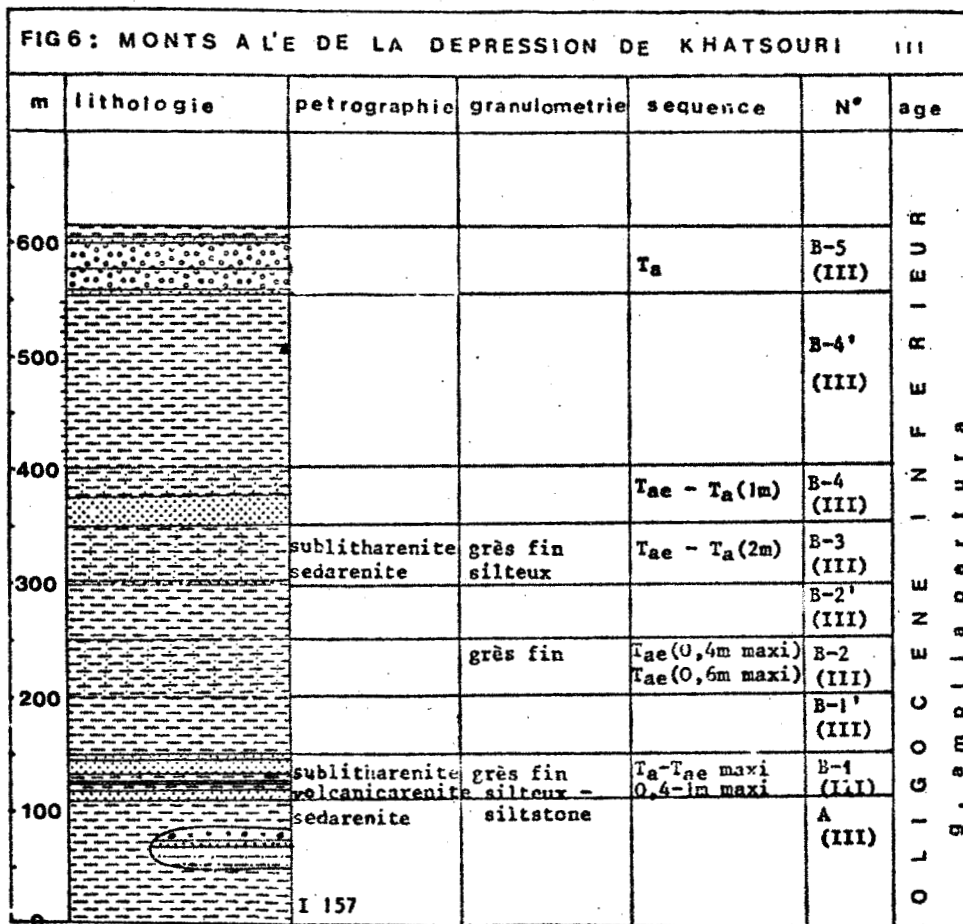


Fig. 5. Coupe du Skolis et des Monts de Galaro

2ème partie : Monts de Galaro s.s. (fig. 6)

La coupe part d'une lentille grésoconglomératique (cabané de berger) interstratifiée dans les pélites A (III) et on peut la suivre le long d'un sentier menant au synclinal perché de conglomérats, elle nous montre un ensemble de grès, de pélites, d'alternances de grès et de pélites, de conglomérats B (III) (épaisseur 550 m), de cette coupe, on en déduira une colonne lithostratigraphique III.



(voir légende en pochette)

D'W en E, on rencontre les termes suivants :

- B-1 (III) : 50 m de grès et de pélites. Une analyse lithologique et séquentielle a été faite (p. 87), on en retiendra que :

- les grès sont des "grès fins silteux, siltstones ; sublitharenite volcanicarenite" (p. 80) homogènes,
 - les séquences présentent un maximum autour de 0,4 à 1 m et un maximum de Ta et Tae
- B-1¹ (III) : 50 m de pélites à microfaune appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura*.
 - B-2 (III) : 50 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur d'une séquence 0,6m puis 0,4m).
 - B-2¹ (III) : 50 m de pélites à microfaune appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura*.
 - B-3 (III) : 50 m d'alternances de grès et de pélites. Les grès sont en petits bancs sauf un banc de 2 m à la base, les pélites sont prépondérantes.
 - B-4 (III) : 50 m dont
 - 25 m de grès en gros bancs (épaisseur 1 à 2 m)
 - 25 m d'alternances de grès en petits bancs et de pélites à pélites prépondérantes, pendage (50, N 95).
 - B-4¹ (III) : 150 m de pélites à microfaune appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura*.
 - B-5 (III) : 50 m de conglomérats à galets de calcaire des séries du Pinde-Olonos et de Gavrovo-Tripolitza, ces conglomérats présentent à leur base un banc de grès ("grès fin silteux, sublitharenite sedarenite calclithite", p. 80) et à leur sommet un banc de grès et des pélites qui tapissent le coeur du petit synclinal perché. A l'E de ce synclinal, on observe des pélites mylonitisées, passage d'un contact tectonique.
- L'ensemble B (III) gréseux est daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*).

2-2-2. Coupe complémentaire (fig. 5, 7)

La coupe présentée intéresse une région située entre le synclinal de Pighi Mourgia et la dépression à l'W de Roupakia (partie E des Monts de Galaro s.l.). Une autre coupe située plus au S sera présentée au chapitre tectonique. L'analyse sera faite en partant du coeur pélitique de la structure anticlinale vers l'W, on observe 5 termes gréseux et 4 termes pélitiques dont le dernier atteint 100 m au moins de puissance. Une puissance égale et un même nombre de termes gréseux et pélitiques, que dans la coupe précédente (III) nous conduisent à plusieurs remarques :

- les pélites du coeur de l'anticlinal pourraient être celle de l'ensemble A ; ici, la solution la plus probable a été choisie.
- les termes gréseux et pélitiques sont corrélables entre III et IV (en particulier il y a identité entre B-4' (III) et B-4' (IV)).
- la discontinuité est de faible importance puisqu'elle se produit dans un même terme, la géométrie de ce contact tectonique reste hypothétique (verticale ou oblique ?)

La coupe permet la construction d'une colonne lithostratigraphique IV :

FIG 7 : MONTS A L'W DE LA DEPRESSION DE ROUPAKIA IV

m	lithologie	petrographie	granulometrie	sequence	N°	age
600			grès fin	Ta (1-3 m)	B-5(IV)	OLIGOCENE amplitude INFÉRIEUR
500					B-4'(IV)	
400			grès grossier fin	Ta (1-3 m)	B-4(IV)	
300			grès grossier fin	Ta (0,3-1 m)	B-3(IV)	
200			grès fin	Ta (1-3 m)	B-2(IV)	
100			grès fin	Ta, Tae (0,8 m)	B-1(IV)	
0					A (IV)	

- ensemble A (IV) : pélite au coeur de l'anticlinal

- ensemble B (IV) : (550 m)

- B-1 (IV) : 80 m de grès et alternances de grès et
pélites (épaisseur d'une séquence 0,8 m)
- B-1' (IV) : 60 m de pélites
- B-2 (IV) : 40 m de grès
- B-2' (IV) : 100 m de pélites
- B-3 (IV) : 40 m de grès (épaisseur d'un banc 0,3 à 1 m)
- B-3' (IV) : 60 m de pélites et alternances de grès et
de pélites
- B-4 (IV) : 50 m de grès
- B-4' (IV) : 100 m de pélites
- B-5 (IV) : 20 m de grès

Le flanc E présente quelques variations que je ne décrirai pas, un échantillon I 190 (x = 5.55,5 , y = 42.03) pris dans la dépression à l'W de Roupakia a livré :

Globigerinita micava (BOLLI, LOEBLICH ET TAPPAN)

Globigerina praebulloides BLOW

Globigerina tripartita KOCH

Globigerina prasaepis BLOW

Globigerina ampliapertura JENKINS

Globotalia cf. *increbescens* BANDY

soit un âge Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*)

2-2-3. Coupe synthétique (fig. 6)

A l'E du Skolis, jusqu'à la dépression à l'W de Roupakia on observe :

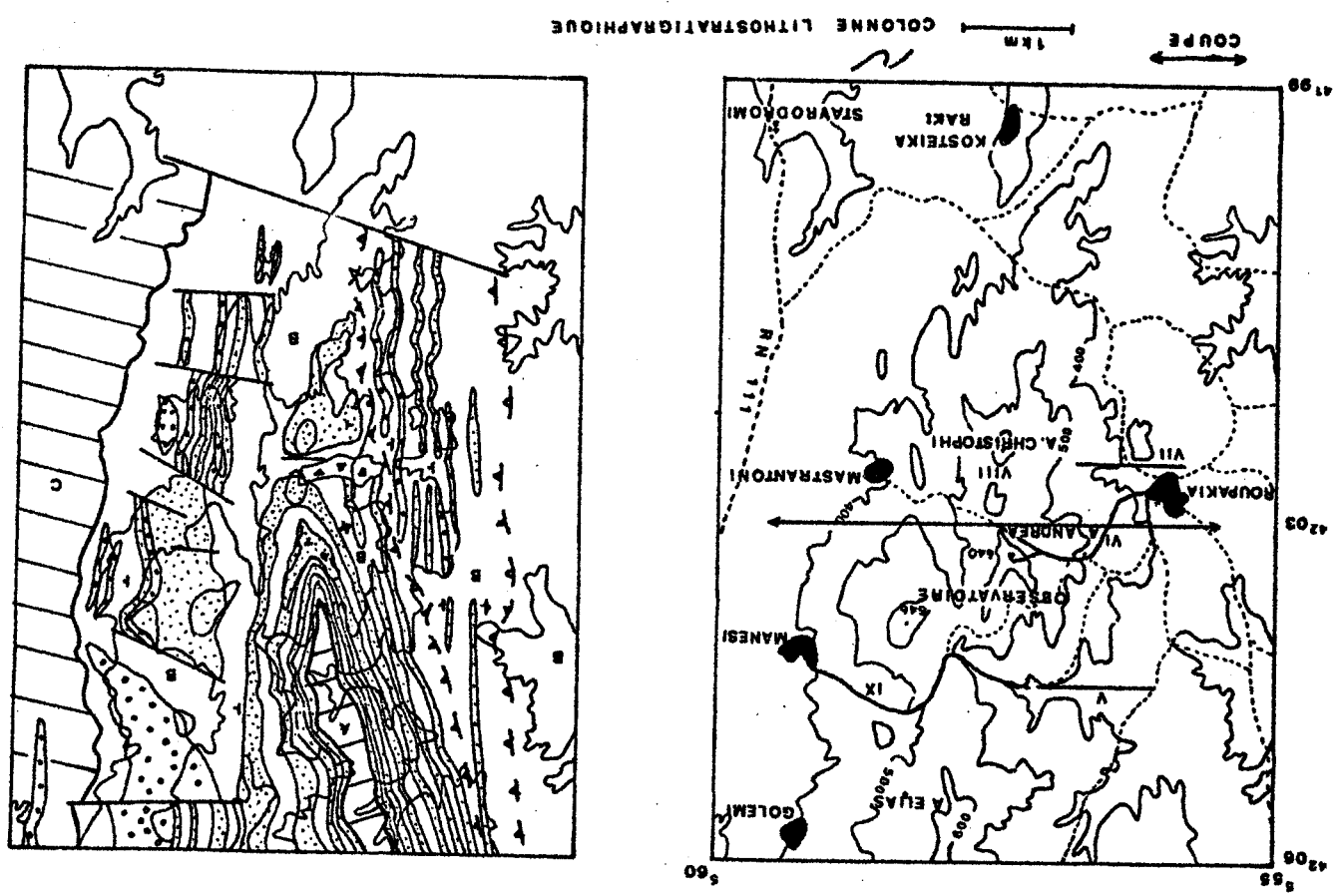
- un ensemble A pélimitique (250 m minimum) qui repose sur les couches de passage au flysch à l'E du Skolis et est daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*)
- un ensemble B, fait de grès, pélites et conglomérats (550 m) subdivisé en termes, daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*).

Une corrélation terme à terme est proposée entre les colonnes III et IV avec les réserves suivantes : passage de conglomérat à des grès pour B-5 et puis-
sance variable des différents termes.

BHS
ULTE

- la coupe-type du flanc W à la latitude N du village de Roupakia (colonne VI, fig. 10),
- la coupe-type du flanc E à la latitude du village de Manesi (colonne IX, fig. 12),
- les coupes complémentaires :

Fig. 8. Schémas géographiques et géologique du Mont de l'Observatoire



Ce mont est un anticlinal déversé d'axe à plongement SSE (fig. 8) dont l'analyse stratigraphique sera menée à partir de plusieurs coupes :

2-3. Le mont de l'observatoire (fig. 8)

- au N de la coupe sur le flanc W du mont (colonne V, fig. 13)
- selon la charnière de l'anticlinal (colonne VIII, fig. 14)
- au S du village de Roupakia sur le flanc W du mont (colonne VII)

La coupe de l'anticlinal de l'observatoire (fig. 9) est le diagramme tectonique valable pour tout le secteur de l'observatoire, on en déduira pour une même coupe une ou deux colonnes lithostratigraphiques suivant la complexité tectonique.

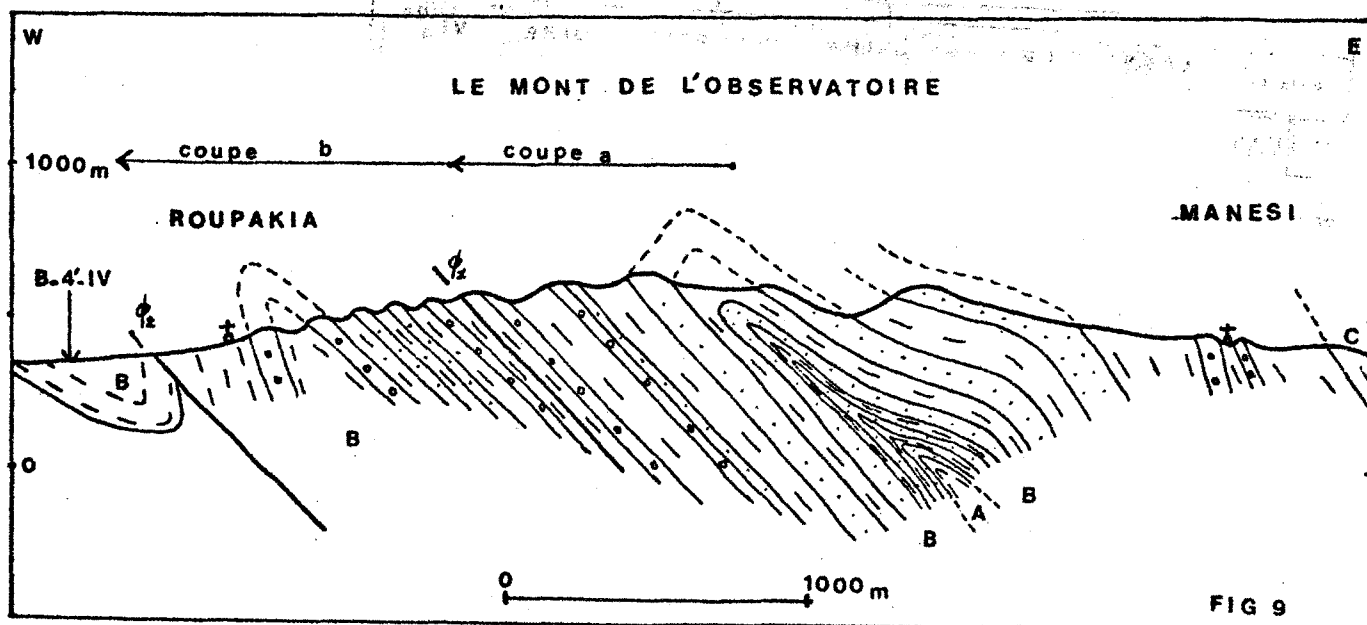


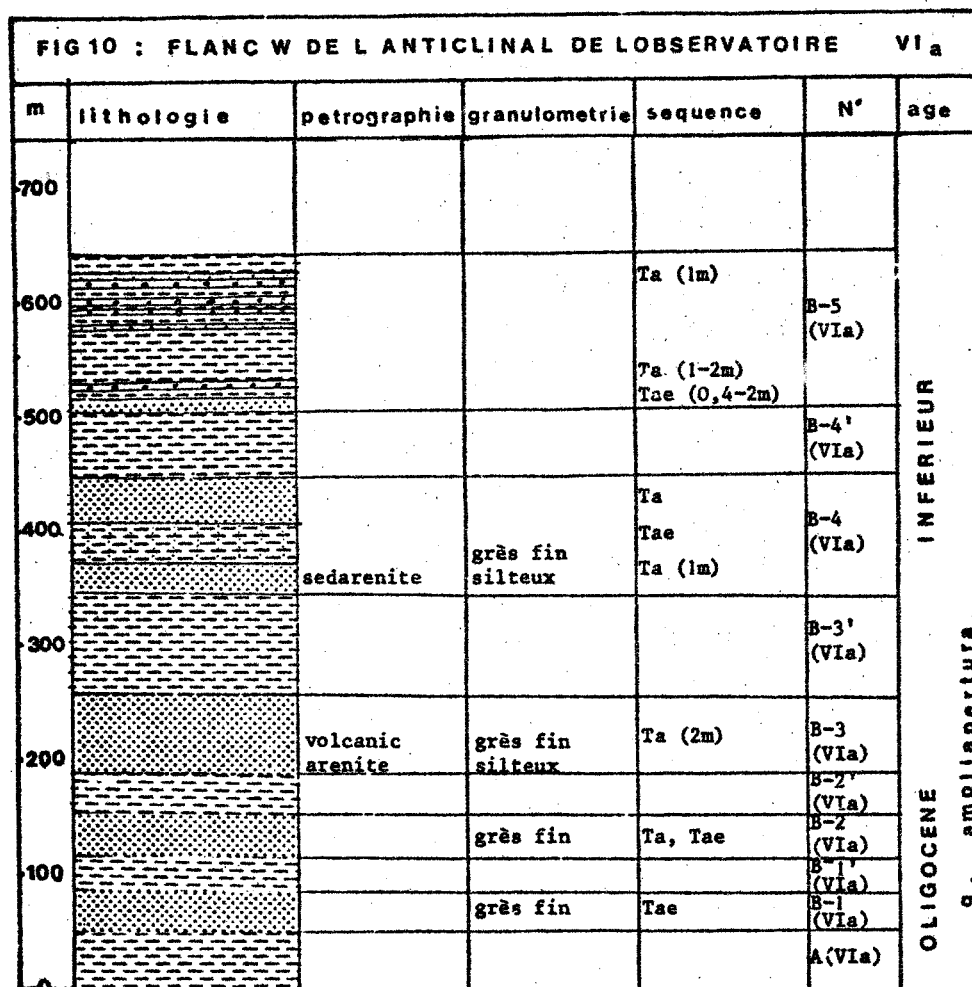
Fig. 9. Diagramme tectonique de l'Observatoire

La corrélation est tout d'abord géométrique, la fermeture de l'anticlinal nous permet de lier tel ensemble du flanc W à tel autre du flanc E. Elle est ensuite lithologique, pour cela des termes gréseux et pélitiques ont été distingués, enfin micropaléontologique.

2-3-1. Coupe-type du flanc W à la latitude N du village de Roupakia
(Colonnes VIa, VIb ; fig. 10, 11)

La coupe a été levée depuis le coeur de la structure le long d'un sentier qui conduit de l'observatoire à l'E au village de Roupakia à l'W. La

coupe de l'anticlinal de l'observatoire (fig. 9) intéresse successivement le flanc W déversé qui repose par un contact tectonique sur le flanc E normal de l'anticlinal de Roupakia, le flanc W inverse reposant par un contact tectonique sur le domaine précédemment étudié (dépression à l'W de Roupakia). Il nous faut donc distinguer une première colonne lithostratigraphique (VIa) pour l'anticlinal de l'observatoire et une deuxième colonne (VIb) pour l'anticlinal de Roupakia. La coupe permettant de reconstituer la colonne lithostratigraphique (VIa) montre :



- un ensemble A (VIa) pélitique, d'épaisseur inconnue formant la dépression au coeur de l'anticlinal, où des fossiles indiquent un âge oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*). La nature pélitique de cet ensemble, la nature gréseuse de l'ensemble le surmontant, la datation nous permettent en effet d'affirmer que l'on a bien ici la même succession qu'immédiatement à l'E du Skolis. Une première critique est à faire, ces pélites correspondent-elles réellement à l'ensemble A ? La solution la plus probable a été choisie ;
- un ensemble B (VIa), contenant à différents niveaux des fossiles d'âge Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*), comprenant 5 termes gréseux et 4 termes pélitiques, d'épaisseur totale voisine de 650 m.
 - B-1 (VIa) : 35 m de grès et d'alternances de grès et de pélites
 - B-1^o (VIa) : 35 m de pélites
 - B-2 (VIa) : 35 m de grès et d'alternances de grès et de pélites
 - B-2^o (VIa) : 35 m de pélites
 - B-3 (VIa) : 70 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m) affleurant à l'observatoire. Ce sont des "grès silteux, volcanicarenite" (p. 80). Le pendage de la charnière est de (30, N 190), au niveau de l'observatoire (point côté 640) de (68, N 225).
 - B-3^o (VIa) : 100 m de pélites à microfaune appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura*.
 - B-4 (VIa) : 100 m dont :
 - o 25 m de grès à passées conglomératiques affleurant près d'une cabane (épaisseur d'un banc 1 m) (p. 80). Ce sont des "grès fins silteux, sedarenite", le pendage est de (68, N 78) en série inverse.
 - o 40 m d'alternances de grès et de pélites masquées sur le chemin mais observables 100 m au N sur un autre sentier.

o une lacune d'observation sur le sentier, mais on observe une centaine de mètres au N, 35 m de grès au sein desquels sont interstratifiés 6 m de pélites à galets et de conglomérats, un banc de grès (12, N 50) passant à son sommet à des conglomérats.

- B-4' (VIa) : 50 m de pélites

- B-5 (VIa) qui comprend sur le sentier :

- o des alternances de grès et de pélites (épaisseur d'un banc de grès 0,5 m) (p. 80) ; ce sont des "siltstones volcanic-arenite".
- o des pélites (50 m) contenant des microfaunes appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura* au niveau d'un col
- o 10 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur d'un banc de grès de 0,2 à 1 m)
- o 1 m de conglomérats et de pélites à galets

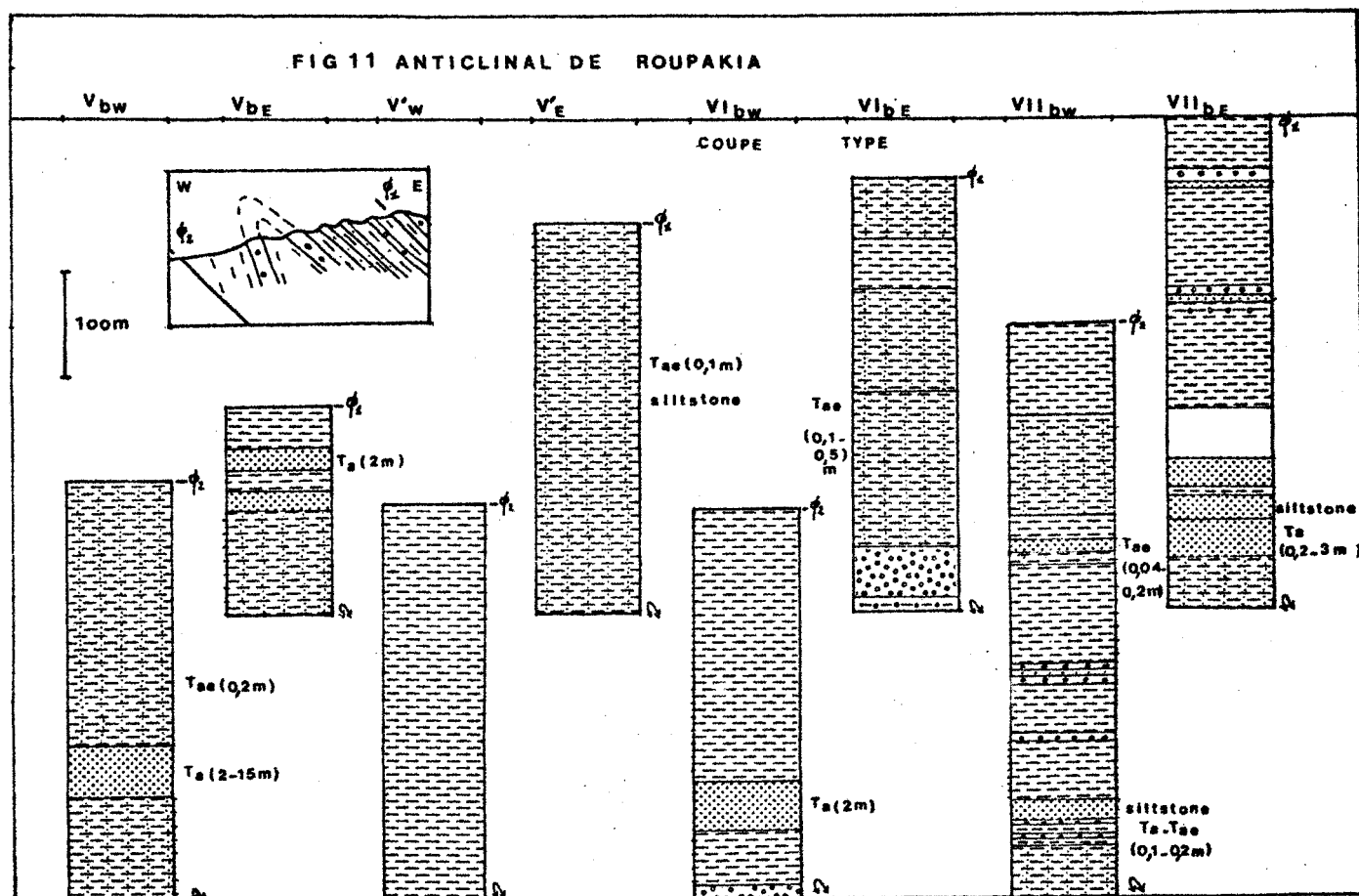
Ce terme a été observé sur le mont dominant la petite chapelle d'Ayia Andrea, une centaine de mètres plus au N et la coupe peut y être levée avec précision :

- 5 m de pélites
- 5 m de conglomérats
- 40 m de pélites
- 6 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m)
- 10 m de pélites
- 5 m de conglomérats
- 5 m de pélites
- 5 m de conglomérats et de pélites à galets
- 10 m de pélites
- 5 m de conglomérats et de pélites à galets
- 5 m de grès
- 15 m d'alternances de grès et de pélites à pélite prépondérantes et des pélites

- un contact tectonique ϕ 1, à géométrie subparallèle à la stratification.

La coupe intéresse ensuite l'anticlinal de Roupakia du contact ϕ 1 situé à l'E au contact ϕ 2 situé à l'W.

On en déduira la colonne (VIbE) pour le flanc E normal et la colonne (VIbW) pour le flanc W inverse (fig. 11)



Remarque sur la fig. 11 :

Celle-ci a été conçue pour montrer les variations longitudinales N-S et latérales E-W au niveau de l'anticlinal de Roupakia. Pour cela, le point de départ, des colonnes flanc E et flanc W, qui est au coeur de l'anticlinal a été décallé.

Cette coupe montre près de la chapelle d'Ayia Andrea :

- 55 m d'alternances de grès et de pélites se chargeant en grès dans les dix derniers mètres, l'épaisseur de la séquence est de 0,1 à 0,5 m ; les grès sont des "grès fins, volcanicarenite" (p. 80). Le pendage est de (12, N 98), des procasts indiquent que la série est normale,
 - 50 m de pélites (Iconostase),
 - 100 m d'alternances de grès et de pélites à grès prépondérant en série normale,
 - 150 m d'alternances de grès et de pélites avec quelques bancs de grès épais de 2 m. Le mont à l'W de l'Iconostase présente un banc composite de grès fin (0,2 m) et de grès grossier (0,5 m) de pendage (34, N 88) à stratification entrecroisée en série normale. Sur le chemin en descendant, des procasts indiquent une série normale à pendage (38, N 94),
 - sur le chemin se dirigeant vers le N à partir de Roupakia, 50 m d'un ensemble composite :
 - o 6 m de pélites à galets
 - o 6 m de conglomérats en gros bancs
 - o 14 m de pélites à galets
 - o 24 m de conglomérats, pélites à galets, grès grossiers avec présence d'un chenal décamétrique en série normale.
 - 10 m de pélites à galets qui forment le coeur de l'anticlinal de Roupakia,
 - 6 m en série inverse composés de :
 - 3 bancs de 1m de conglomérats
 - 1 banc de 1m de conglomérat - grès grossier
 - 2 bancs de 1m de grès grossier à fin
- subvertical penté E,
- des pélites,
 - 50 m de grès en gros bancs (village de Roupakia) en série inverse,

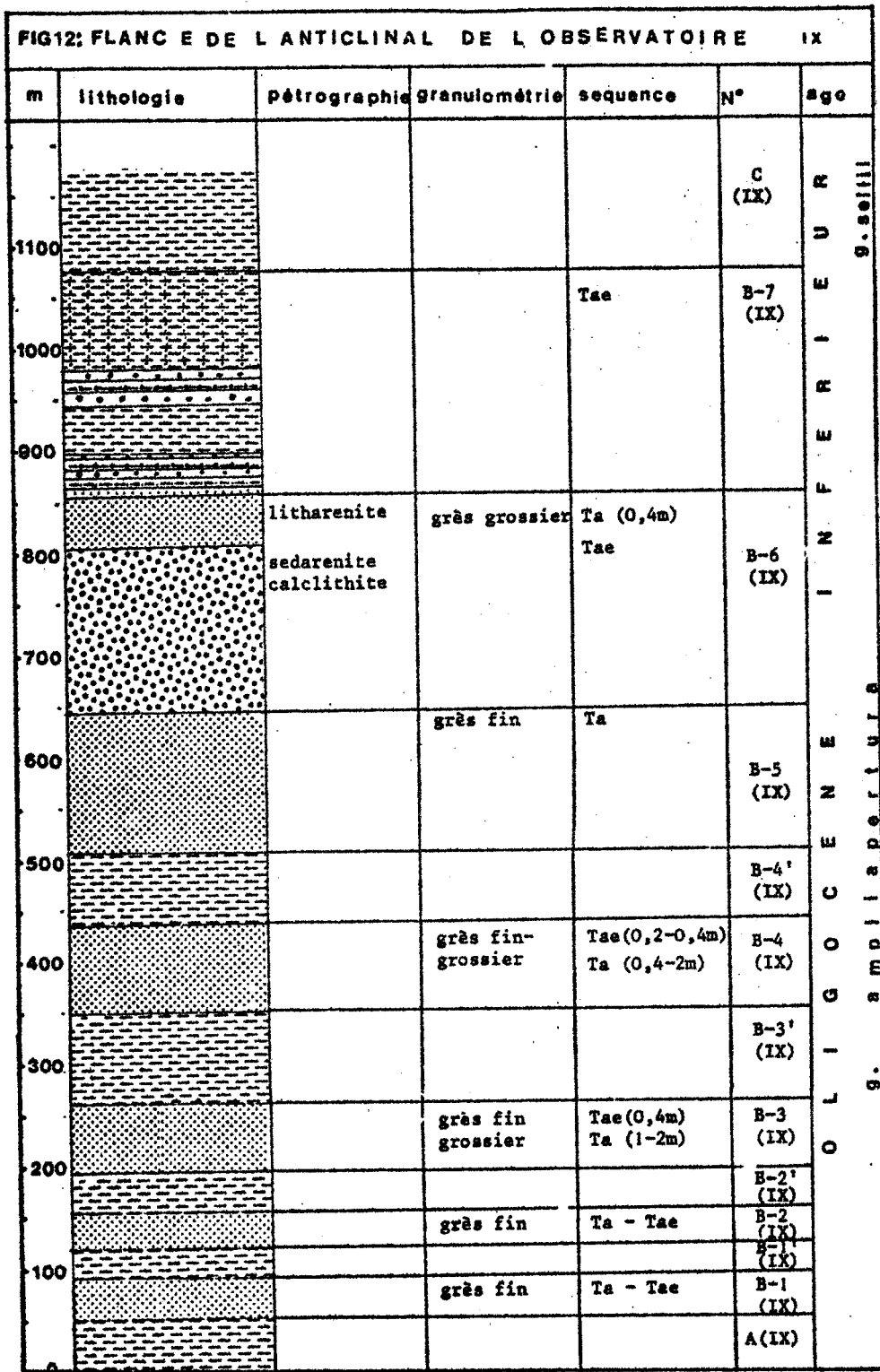
- des pélites et un contact anormal important ϕ 2 séparant le mont de l'observatoire de la région située plus à l'W (dépression à l'W de Roupakia) étudiée précédemment.

On peut dire que ces bancs plissés en anticlinal appartiennent à l'ensemble B, mais il ne sera proposé aucune corrélation entre le matériel de l'anticlinal de Roupakia et de l'observatoire. Il est très intéressant de voir l'aspect chenalisé de ces bancs (fig. 11) à l'échelle décamétrique et kilométrique, en effet les lentilles conglomératiques ou gréseuses varient d'E en W et du N au S pour laisser place à des alternances de grès et de pélites.

2-3-2. Coupe-type du flanc E à la latitude du village de Manesi
(IX, fig. 12)

La coupe a été levée depuis le coeur de l'anticlinal de l'observatoire le long d'un sentier qui conduit de l'observatoire à l'W au village de Manesi à l'E ; on observe :

- un premier ensemble A (IX) pélitique, d'épaisseur inconnue, situé au coeur de l'anticlinal, que l'on a appelé précédemment A (VIa),
- un deuxième ensemble B (IX) (épaisseur 1000 m environ) :
 - B-1 (IX) : 40 m de grès et d'alternances de grès et de pélites appelés ainsi étant donné la continuité entre les deux flancs de l'anticlinal de l'observatoire,
 - B-1' (IX) : pélitique (25 m)
 - B-2 (IX) : 35 m d'alternances de grès et de pélites (42, N 115) et de grès (32, N 113) (épaisseur d'un banc 1 m),
 - B-2' (IX) pélitique (40 m),
 - B-3 (IX) : 65 m de grès et de grès à passées conglomératiques (épaisseur d'un banc 1 à 2 m) à pendage (42, N 98),
 - B-3' (IX) : pélitique (85 m)
 - B-4 (IX) : 85 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m et d'alternances de grès et de pélites à pendage (30, N 120) dont les premiers 45 m ont été levés, le reste devenant de plus en plus pélitique. On y observe deux mégarythmes allant des grès



les plus épais à la base aux alternances de grès et de pélites peu épaisses au sommet, d'où deux mégarythmes ↵ (p. 93).

- B-4' (IX) : pélitique (70 m),
- B-5 (IX) : 135 m de grès (mont 646) et conglomérats (au N, chapelle d'Ayia Elias). Les grès formant le point côté 646 sont à passées conglomératiques (épaisseur d'un banc 0,5 à 2 m), pendage (18, N 98). Le pendage des conglomérats de la chapelle d'Ayia Elias (près Golemi) est de (32, N 60),
- B-6 (IX) : 150 m de conglomérats et 50 m de grès et d'alternances de grès et de pélites, près de Manesi, on observe :
 - o des bancs de grès à ripple-marks linguoïdes (échantillon I 69) à pendage (30, N 92), série normale,
 - o des pélites,
 - o des bancs de microbrèches à galets, à pendage (26, N42), (p. 80). Ce sont des "grès fins silteux conglomératiques, litharenite sedarenite calcilithite",
 - o des conglomérats étudiés sur le chemin partant de la petite chapelle de Manesi vers l'W. Le pendage est de (35, N 90), des granoclasses indiquent une série normale ; on a observé un galet de roche verte dans ces conglomérats à galets presque jointifs, des pélites à galets y sont également intercalées,
 - o des grès et des alternances de grès et de pélites à pendage (35, N 90).
- B-7 (IX) (épaisseur 225 m) au niveau de Manesi est formé de :
 - o 10 m de grès en gros banc (épaisseur 0,5 m),
 - o 10 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur des grès 0,1 m et des pélites 0,1 à 0,2 m),
 - o 10 m de conglomérats à pendage (50, N 110)
 - o 6 m de pélites à galets,

- . 2 m de grès en gros bancs,
- . 50 m de pélites et d'alternances de grès et de pélites
- . 16 m de conglomérats (épaisseur d'un banc 1 m) à pendage (40, N 116),
- . 8 m de pélites à galets et pélites,
- . 12 m de conglomérats (épaisseur d'un banc 1 m),
- . 100 m d'alternances de grès et de pélites de plus en plus pélitique vers le haut.

- un troisième ensemble C (IX) daté par sa microfaune de l'Oligocène inférieur (Biozone à *Globigerina sellii*) et représenté par les pélites de la RN 111.

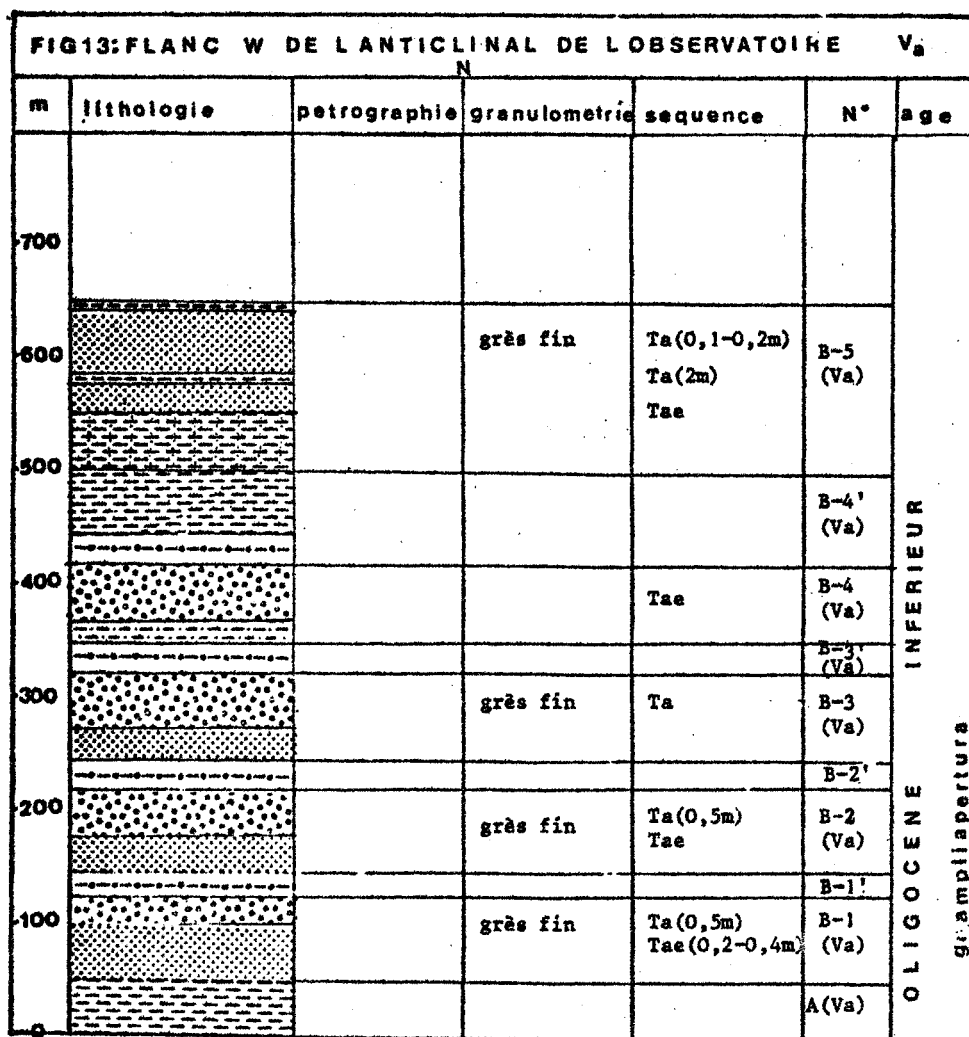
2-3-3 : Coupes complémentaires

Ces coupes rendent compte de variations longitudinales par rapport à la coupe type, dues à l'aspect lenticulaire de ces couches.

Première coupe : Au N de la coupe type sur le flanc W du mont (Colonne V, fig. 13) :

Cette coupe a été levée 2 Km au N de Roupakia le long d'un sentier empruntant une vallée E-W.

Le diagramme tectonique (fig. 9) se poursuit ici, on a construit deux colonnes lithostratigraphiques (Va) pour l'anticlinal de l'observatoire et (Vb) pour l'anticlinal de Roupakia. La coupe permettant de reconstituer la colonne lithostratigraphique (Va) montre :



- un ensemble A (Va) pélitique, d'épaisseur inconnue au coeur de l'anticlinal,
- un ensemble B (Va) (épaisseur 650 m) :
 - B-1 (Va) : 50 m de grès (épaisseur d'un banc 0,5 m) et 25 m de conglomérats dans la vallée où les pendages sont variables : (56, N 50), (40, N 196), (78, N 222),
 - B-1'(Va) : 25 m de pélites à galets et de pélites,
 - B-2 (Va) : 30 m de grès (épaisseur d'un banc 0,5 m) à pendage variable : (60, N 90), (68, N 242) et de 45 m de conglomérats,
 - B-2'(Va) : 25 m de pélites à galets,

- B-3 (Va) : 30 m de grès et 45 m de conglomérats,
- B-3'(Va) : 25 m de pélites à galets,
- B-4 (Va) : 60 m dont 20 m d'alternance de grès et de pélites à pendage (40, N240) et 40 m de conglomérats,
- B-4'(Va) : 25 m de pélites à galets et quelques mètres d'alternances de grès et pélites à pendage (20, N 72), enfin 50 m de pélites (vallée N-S) j'y ai observé un pli faille métrique,
- B-5 (Va) : composé de :
 - o 50 m d'alternances de grès et de pélites à pendage (78, N 264), (50, N 75), puis à nouveau penté W,
 - o 25 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m) à pendage (72, N 100),
 - o 10 m de pélites,
 - o 50 m de grès (épaisseur d'un banc 0,1 à 0,2 m, à pendage (26, N 128), (70, N 238) et un pli faille chevauchant métrique,
 - o 10 m de pélites, j'y placeraï un contact anormal ϕ 1.

La coupe se poursuit à travers l'anticlinal de Roupakia, on en déduira la colonne (VbE) pour le flanc E normal et la colonne (VbW) pour le flanc W inverse (fig. 11). La vallée au N de Roupakia montre :

- 40 m de pélites et d'alternances de grès et de pélites,
- 20 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m) fins à éléments grossiers,
- 20 m de pélites,
- 20 m de grès,
- 200 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur 0,2 m avec des intercalations à 0,5 - 1 m), dans lesquels je place le coeur de l'anticlinal de Roupakia,
- 50 m de grès à pendage (64, N 65) inverse avec des bancs particuliers :
 - un banc de 6 m formé d'1 m de conglomérat et de 5 m de grès,
 - 3 bancs de 2 m de grès,
 - un banc de grès grossiers à galets mous dispersés dans la masse (15m)
- 250 m d'alternances de grès et de pélites terminées par un contact anormal ϕ 2.

Il ne sera proposé aucune corrélation entre la colonne Va et les colonnes VbW et VbE.

Remarque : Plus au N et plus au S (colonne V'bE et V'bW), les couches deviennent plus pélitiques du fait de la fermeture des lentilles conglomératiques.

Deuxième coupe : Selon la charnière anticlinale (VIII, fig. 14)

FIG14: COEUR DE L'ANTICLINAL DE L'OBSERVATOIRE VIII

m	lithologie	petrographie	granulométrie	sequence	N°	age
800						I N F E R I E U R O L I G O C E N E g. s a m p l e t u r e
700		litharenite	grès fin gréseux	Ta (1-2m)	B-5 (VIII)	
600		sedarenite	grès moyen grès fin silteux légèrement conglomératique			
500					B-4' (VIII)	
400		sedarenite	grès fin silteux grès grossier	Tae Ta(0,5-1m)	B-4 (VIII)	
300					B-3' (VIII)	
200		volcanic-arenite	grès fin silteux	Ta(2m)	B-3 (VIII)	
					B-2' (VIII)	
100			grès fin	Ta, Tae	B-2 (VIII)	
			grès fin	Tae	B-1 (VIII)	
0					A(VIII)	



La charnière est importante étant donné qu'elle permet d'observer la continuité entre le flanc W et le flanc E.

Tous les termes sont présentés dans la colonne VIII mais ceux inférieurs à B-4 (VIII) ne seront pas décrits étant donné leur identité avec ceux de la coupe-type. Seuls B-4 (VIII) et B-5 (VIII), qui sont ici des termes gréseux, alors qu'ils sont plus conglomératiques sur la coupe-type, seront détaillés.

- B-4 (VIII) : 70 m constitués à la base de quelques mètres d'alternances de grès et de pélites (épaisseur d'un banc 0,5 à 1 m). Ce sont des "grès fins silteux, sedare-nite". Ce terme forme la coupe au S de l'observatoire,
- B-4^o (VIII) : 70 m de pélites à microfaune appartenant à la biozone à *Globigerina ampliapertura*,
- B-5 (VIII) : formant les assises de la chapelle d'Ayia Christophi, à pendage (14, N 186) et le mont à l'W à pendage (18, N 268). Ce sont des "grès fins silteux légèrement conglomératiques" (p. 80), l'épaisseur d'un banc est de 1 à 2 m et la puissance de ce terme est ici difficilement évaluable (250 m).

Troisième coupe : Au S de Roupakia sur le flanc W du mont (VIIa, VIIb, fig. II) :

Le diagramme tectonique (fig. 9) rend compte de la structure observée, à l'exception du flanc W inverse de l'anticlinal de l'observatoire qui n'existe plus à ce niveau ; la colonne VIIa part du terme (B-5 (VIII)) décrit précédemment et qui ne sera donc pas redécrit. Je suis conduit à placer un contact anormal entre VIIa et l'anticlinal de Roupakia pour deux raisons :

- une raison structurale : une plaque gréseuse B-5 (VIII) de pendage (18, N 268) en série normale repose sur des pélites, qui passent à des couches de pendage (82, N 102) en série normale ; seul un contact anormal peut les séparer.
- une raison lithologique : la différence est trop grande de part et d'autre.

On remarque donc que le flanc W inverse de l'anticlinal de l'observatoire n'existe pas à l'affleurement, mais peut exister sous ces couches ; ce contact anormal ϕ 1 sera donc appelé ici ϕ o. (La géométrie de ce contact reste indéterminée).

De cette coupe, il sera déduit les colonnes VIIbE et VIIbW intéressant le flanc E normal et le flanc W inverse de l'anticlinal de Roupakia (fig. 11) :

- des pélites,
- environ 350 m en série normale :
 - o 10 m de conglomérats verticaux
 - o 5 m de microbrèches
 - o 100 m de pélites
 - o 5 m de conglomérats
 - o 5 m de microbrèches
 - o 25 m de pélites à galets.
 - o 75 m de pélites
 - o 50 m de lacune d'observation
 - o 25 m de grès (épaisseur d'un banc 0,2 m), pendage (34, N 94)
 - o 5 m de pélites
 - o 50 m de grès (épaisseur d'un banc 0,2 à 3 m), pendage (82, N 102) en série normale. Ce sont des "grès très fins silteux, siltstones grossiers sableux, volcanicarenites" (p. 80).
- 100 m d'alternances de grès et de pélites à pélites prépondérantes, à pendage (64, N 242) au niveau du pont franchissant le ruisseau au S de Roupakia. Ceci est le coeur de l'anticlinal de Roupakia,
- à l'W de ce pont, dans le ruisseau, on observe des grès et des alternances de grès et de pélites (40 m), une analyse séquentielle (p. 88) a été faite et on en retiendra :
 - o la série est inverse
 - o les grès sont des "grès, siltstones; volcanicarenite, sedarenite" (p. 80)
 - o les séquences présentent un maximum autour de 0,1 à 0,2 m et un maximum de Ta et Tae
 - o de nombreuses pistes y sont observées.
- 50 m de pélites,
- une lentille de 10 m de conglomérats (30, N 90),
- 50 m de pélites,
- une lentille de 5 m de conglomérats,
- 5 m de grès,
- une lentille de 5 m de conglomérats (vertical, direction N 342),
- 100 m de pélites où l'on observe un micropli à flanc E (36, N 96) et à flanc W (72, N 93), le flanc E présentant une petite zone broyée,
- 15 m d'alternances de grès et de pélites et 10 m de grès à pendage (65, N 80) en position inverse. Une analyse séquentielle (p. 89) y a été faite et on en retiendra :
 - o les grès sont des "siltstones volcanicarenite" (p. 80) homogènes à lités (débris de plantes)

- . les séquences présentent un maximum autour de 0,04 - 0,1 m et de 0,1 - 0,2 m et un maximum de Tae.
 - . la position inverse des couches est établie par des flute casts, prod casts.
- 20 m de pélites
 - 100 m d'alternances de grès et de pélites terminées par un contact anormal ϕ 2 séparant cet ensemble des pélites de la dépression à l'W de Roupakia.

Cette coupe n'est qu'une variante plus pélitique de la coupe-type ; là non plus aucune corrélation ne sera proposée entre les colonnes VIIbE et VIIbW d'une part et la colonne VIIa d'autre part.

2-3-4. Coupe synthétique (fig. 15)

La coupe synthétique proposée ici est une corrélation établie entre le flanc W, la charnière et le flanc E de l'anticlinal de l'observatoire. La succession est la suivante :

- un ensemble (A) pélitique (Oligocène inférieur, biozone à *Globigerina ampliapertura*)
- un ensemble (B) de grès, conglomérats, alternances de grès et de pélites que l'on a subdivisé en termes (Oligocène inférieur, biozone à *Globigerina ampliapertura*).

A l'E de l'observatoire, un ensemble (C) se superpose stratigraphiquement à l'ensemble B, alors qu'à l'W de l'observatoire un contact tectonique sépare le domaine de l'observatoire du domaine des Monts de Galaro. Sur le flanc W, il ne sera pas proposé de corrélation terme à terme entre les séries de l'anticlinal de l'observatoire (s.s.) et celles de l'anticlinal de Roupakia, cependant elles appartiennent toutes deux à l'ensemble B.

COUPE SYNTHETIQUE DE L'ANTICLINAL DE L'OBSERVATOIRE

FLANC W

FLANC E

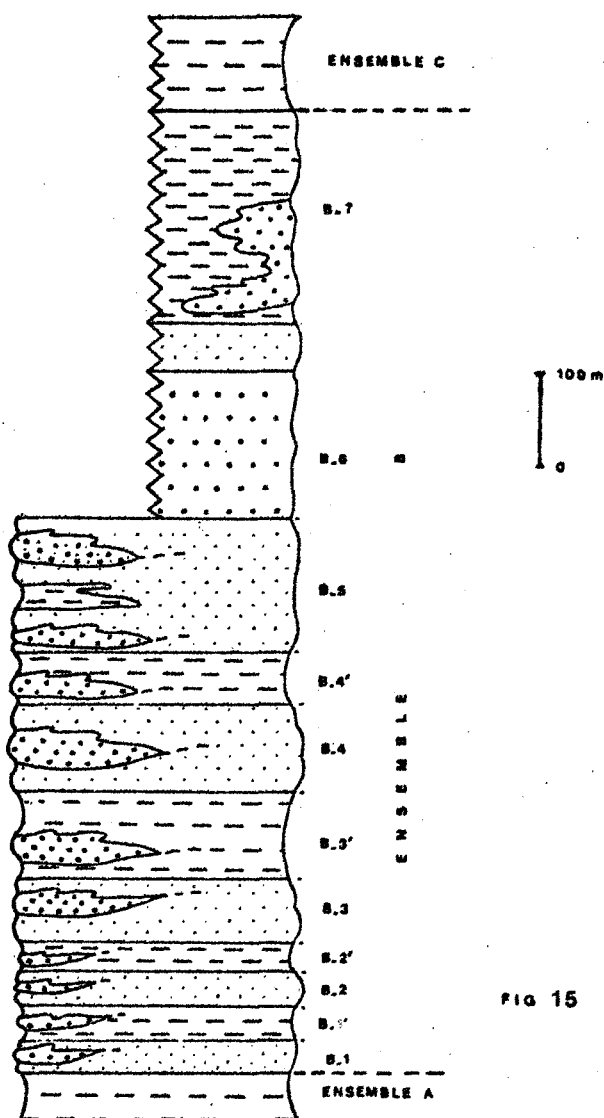


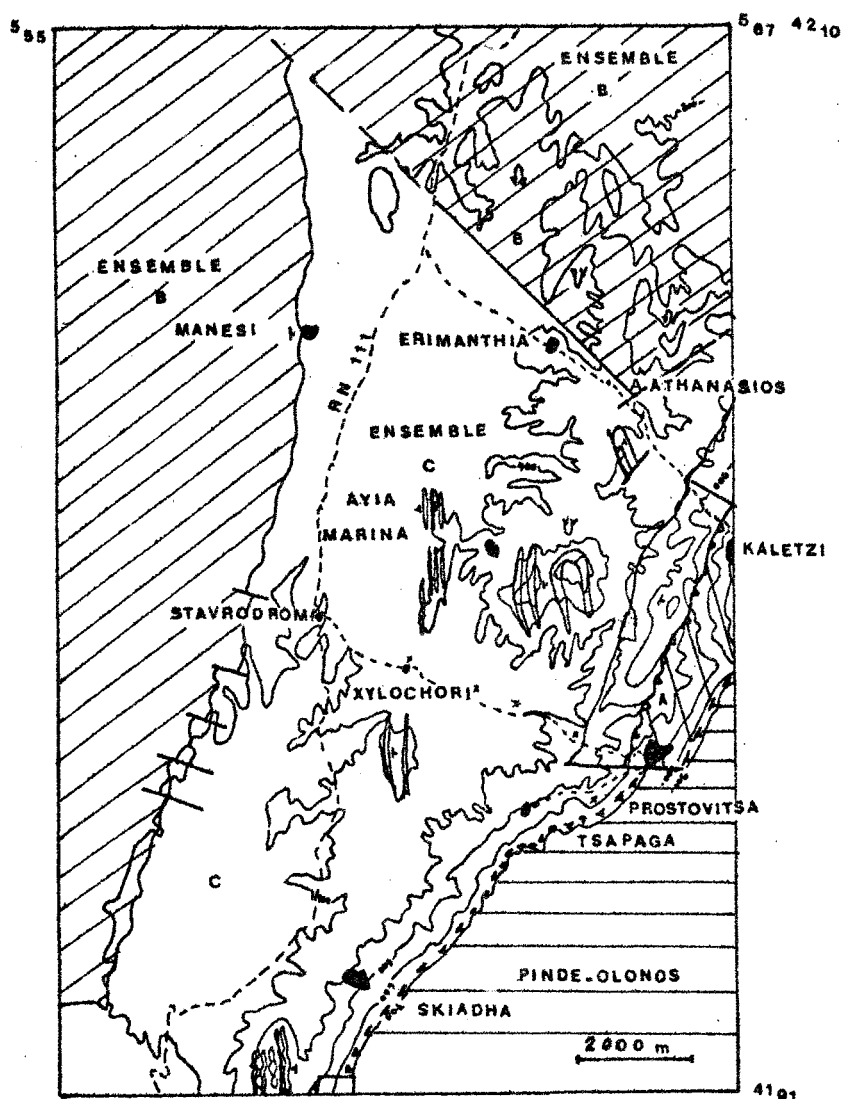
FIG 15

Fig. 15 : Coupe synthétique de l'anticlinal de l'observatoire.

2-4. La dépression pélitique empruntée par la RN 111 ; ses barres conglomératiques (fig. 16)

La majeure partie de la dépression empruntée par la RN 111 est couverte de pélites et accidentée de barres de conglomérats; cet ensemble de pélites et de conglomérats notés C est en continuité stratigraphique avec l'ensemble B à l'E de l'observatoire.





x : échantillons pélitiques

Fig. 16. Carte géologique schématique des Monts de la dépression de la RN 111

Le diagramme tectonique (fig. 17) montre de l'W vers l'E, une dépression pélitique : ces pélites sont bleues, silteuses, fossilifères d'âge Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina sellii*) ; parsemée de monts conglomératiques qui présentent des variations de pendage et quelques fermetures structurales (anticlinal ou synclinal). Il nous faut remarquer que seule l'hypothèse de la continuité a été prise en compte comme la plus probable, mais toute discontinuité tectonique reste possible.

Du N au S, ce sont les collines de Kato Ayia Marina, de Xylochori, de l'W de Skiadha. Plus vers l'E, au niveau de Ano Ayia Marina, commencent les premiers contreforts de l'Erymanthe, où l'on observe des grès et des conglomérats dans les monts de côtes 666, 588, 670, 602, 737.

Au N de cette dépression, séparés par faille de l'ensemble précédent, apparaissent plusieurs anticlinaux et synclinaux de grès et de pélites (en particulier, l'anticlinal au NE d'Ayios Athanasios, constituant le mont de côte 643) (p. 42). Ces séries appartiennent aux ensembles A et B.

A l'E de cette dépression, le flysch est surmonté par une écaille constituée de calcaire et de flysch du Gavrovo.

2-4-1. Description des pélites

- le contact avec l'ensemble B :

Ce contact stratigraphique entre les ensembles B et C à l'E de l'anticlinal de l'observatoire (village de Manesi...) n'a pas pu être délimité très précisément ; seule une esquisse en est donnée sur la carte.

- l'ensemble C :

Les pélites sont décrites le long de la route de Stavrodromi à Prostovitsa et de Prostovitsa à Tsapaga jusqu'au front du Pinde-Olonos.

• pour l'échantillon I 225 (x = 5.61 , y = 41.98,5) :

Globorotalia opima nana BOLLI

Globorotalia cf. *increbescens* BANDY

• pour les échantillons I 228 (x = 5.62,5 , y = 41.98)

I 232 (x = 5.63 , y = 41.98)

I 236 (x = 5.64 , y = 41.97,25)

Globigerina gortanii (BORSETTI)

Globigerina sellii (BORSETTI)

Ces formes appartiennent à la biozone à *Globigerina sellii* (Oligocène inférieur). De même, sous le front du Pinde-Olonos, sur le chemin de Prostovitsa à Tsapaga, les pélites (échantillons Io 387, Io 388, Io 389) montrent l'association précédente, sans que *Globorotalia opima opima* BOLLI n'y ait été jamais observé.

Ces pélites contiennent des lentilles conglomératiques non observées au niveau de la route et qui seront décrites par la suite. L'épaisseur de ces pélites jusqu'au premier niveau conglomératique du mont au pied de l'Olonos (côte 602,737) est estimée à environ 1000 m en supposant qu'il n'y ait pas de discontinuité tectonique. Les variations de pendage observées dans les conglomérats ont permis de reconstituer les pendages des pélites.

2-4-2. Les monts conglomératiques (fig. 16, 17)

Ces coupes illustrent des variations de pendages ou des lentilles conglomératiques. La fig. 17 regroupe toutes les coupes et le diagramme tectonique et montre qu'à partir des variations de pendage des lentilles

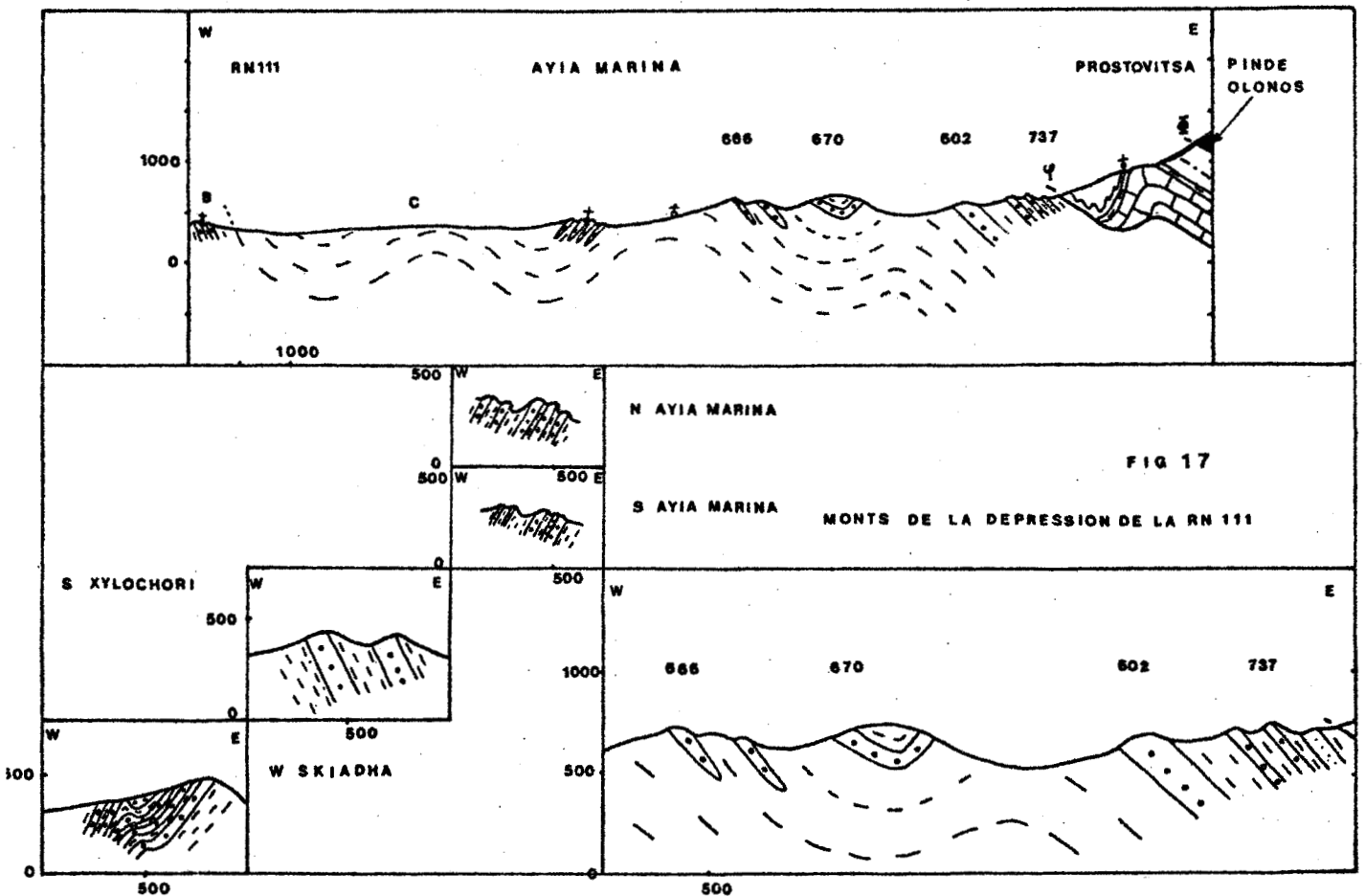


Fig. 17. Diagramme tectonique de la dépression de la RN 111

conglomératiques, l'on dessine une structure dans les pélites en supposant la continuité axiale de celle-ci et la présence d'aucun contact tectonique. A partir des coupes, des colonnes ont été réalisées (X, fig. 18) en prenant comme point de départ la base des conglomérats du mont au pied de l'Olonos (côtes 602, 737), située à 1000 m environ au dessus du contact entre les ensembles B et C, ce qui n'empêche pas l'hétérochronie de la base des lentilles conglomératiques dans le mont au pied de l'Olonos et dans les autres monts.

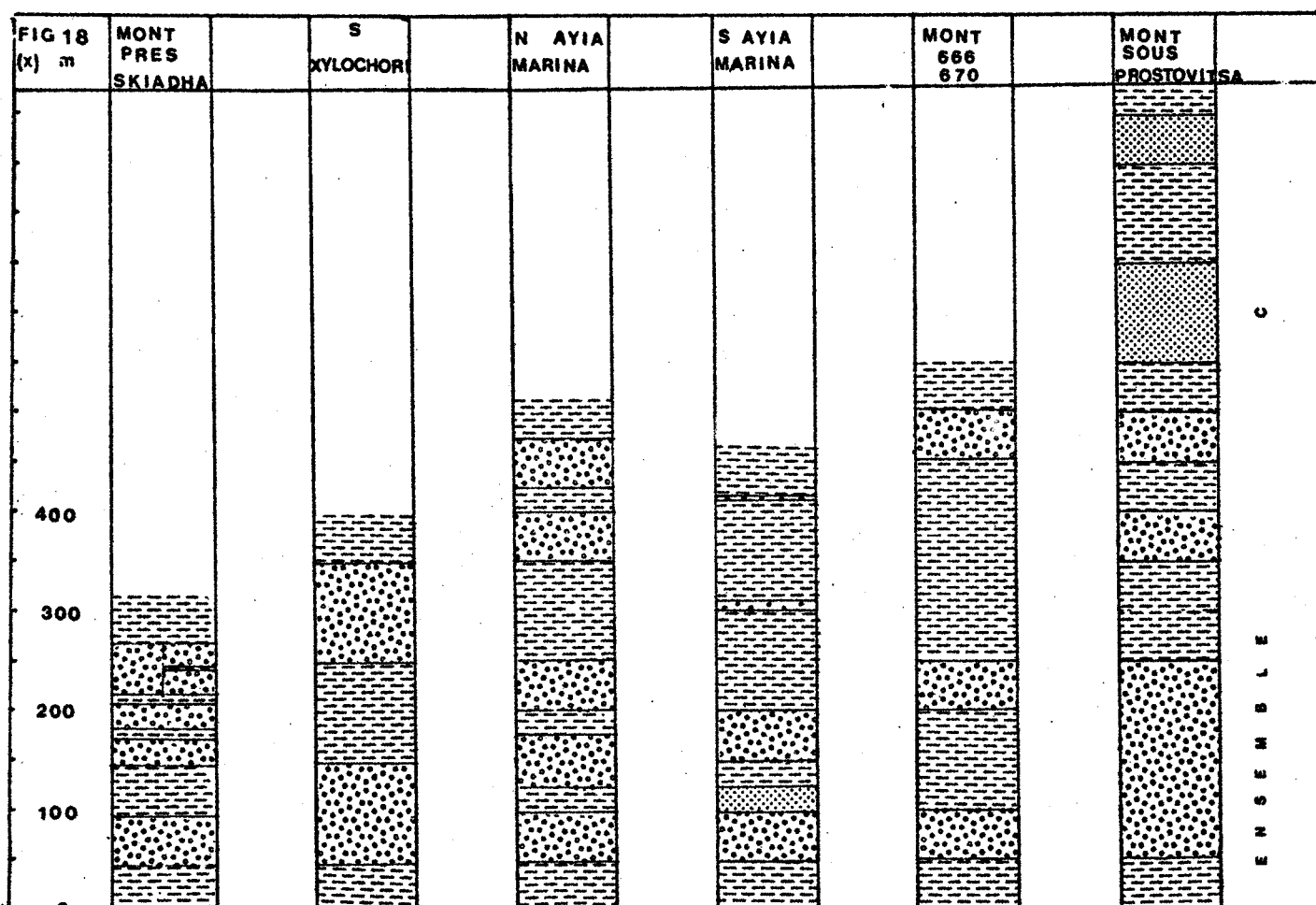


Fig. 18. Colonnes lithostratigraphiques X des Monts de la dépression de la RN 111.

Remarque : Mont sous Prostovitsa = Mont au pied de l'Olonos (côtes 605, 737).

a) Coupe au N et au S de Kato Ayia Marina (x = 561,5 , y = 42.01)

Seule la coupe au N sera décrite, la coupe au S n'en représentant qu'une variation longitudinale. De l'W vers l'E (de haut en bas), on observe :

- des pélites
- 50 m de conglomérats
- 25 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 100 m de pélites
- 50 m de conglomérats (60, N 282)
- 25 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 25 m de pélites
- 50 m de conglomérats

b) Coupe au S de Xylochori (x = 5.61, y = 41.97)

Les conglomérats présentent ici un pendage E. D'W en E, donc de bas en haut, on observe :

- des pélites
- des alternances de grès et de pélites (épaisseur d'une séquence 0,2 m) (20, N 80)
- 100 m de conglomérats (épaisseur d'un banc 2 m) (70, N 74) ; ces conglomérats sont granoclassés
- 100 m de pélites
- 100 m de conglomérats (épaisseur d'un banc 2 m).

c) Mont de conglomérats à l'W de Skiada (x = 5.59 , y = 41.92)

Les conglomérats se présentent en un monoclin à pendage W avec un repli anticlinal ; d'W en E, de haut en bas, on observe :

- des pélites
- deux barres de 25 m de conglomérats séparés par 5 m de pélites (40, N 260)
- des pélites (coeur de l'anticlinal)
- une barre de 50 m de conglomérats (64, N 138)
- des pélites (coeur du synclinal)
- une barre de 50 m de conglomérats (50, N 258)
- 10 m de pélites
- 25 m de conglomérats (54, N 244)
- 10 m de pélites
- 25 m de conglomérats
- 50 m de pélites
- 50 m de conglomérats (50, N 254), j'en ai étudié la base de bas en haut .

- 4 bancs de 1 m de conglomérats
- 1 banc de 5 m de conglomérats
- 2 m de pélites avec quelques bancs de grès (0,2 m)
- 2 bancs d'1,5 m de conglomérats
- 4 bancs de 0,75 m de conglomérats
- 1 m de pélites
- 1 banc de 4 m de conglomérats
- 1 banc de 1 m de conglomérats.

- des pélites.

d) Mont à l'E de Ano Ayia Marina (666, 588, 670) : (x = 5.64 , y = 42.00)

Ce mont est un synclinal conglomératique.

Entre le mont de Kato Ayia Marina et celui-ci existe une petite dépression pélitique. La végétation ne permet pas l'escalade du mont 666, la coupe présentée est celle que l'on peut lire dans la topographie, les conglomérats étant visibles en gros blocs dans les éboulis. Ces mont ont un pendage E et présentent un arrangement différent des conglomérats. Le mont d'altitude 666 montre :

- des pélites à la base
- 50 m de conglomérats (pentés E)
- 100 m de pélites
- 50 m de conglomérats (pentés E)

Le col séparant le mont 666 du mont 588 a été atteint par le N, il montre :

- 200 m de pélites
- 50 m de conglomérats pentés E en gros bancs

Le sommet 670 a été atteint par le S, il présente de l'W vers l'E :

- le sommet des conglomérats précédents pentés E
- un coeur de pélites avec des alternances de grès et de pélites
- 50 m de conglomérats pentés W

Il s'agit d'un synclinal, la fermeture y est observée.

e) Mont au pied de l'Olonos (côtes 602, 737) : (x = 5.65 y = 42.00)

Ce mont présente de l'W vers l'E au-dessus des pélites précédemment décrites

- 200 m de conglomérats à galets de calcaire des séries du Pindo-Olonos et de Gavrovo-Tripolitza
- 100 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 50 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 50 m de pélites
- 100 m de grès
- 100 m de pélites
- 50 m de grès
- 250 m de pélites avec au sommet un contact anormal limitant l'écaillage de Prostovitsa.

f) Mont au S d'Ayios Athanasios (x = 565 y = 4202,5)

Ce mont non figuré sur la fig. 17 présente une structure synclinale et est séparé de son entourage par des failles verticales ; on y trouve sur son flanc E, de l'E vers l'W :

- des pélites
- 50 m de conglomérats présentant des granoclasses répétées depuis les conglomérats à gros galets, à petits galets jusqu'aux grès ; certains bancs atteignent 6 m d'épaisseur, pendage (70, N 230)
- 50 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 50 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- 50 m de pélites
- 50 m de conglomérats
- pélites au coeur du synclinal.

2-4-3. Coupe synthétique (voir fig. 18)

J'ai choisi comme coupe synthétique la coupe du mont au pied de l'Olonos (x = 565 y = 4200), comme la plus complète. On remarque que :

- le contact entre les ensembles B et C est stratigraphique à l'E de l'observatoire ; alors qu'il est tectonique au N de la dépression empruntée par la RN 111 (p. 42), l'ensemble B formant un horst.
- l'ensemble C est formé de pélites et de conglomérats, datés de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina sellii*), dont l'épaisseur est d'environ 2000 m, si l'on choisit la solution de continuité stratigraphique.
- à l'E, cet ensemble C est recouvert par l'écaille de Prostovitsa, constituée de calcaire et de flysch du Gavrovo (p. 46).

2-5. Le mont au N d'Ayios Athanasios, les monts du S de la carte de Kato Achaïa : (x = 5.65,5 , y = 42.04,25) (fig. 16)

Les monts au N de la carte de Goumeron, dont en particulier celui côté 643 au N d'Ayios Athanasios, ceux au S de la carte de Kato Achaïa sont plissés en anticlinaux et synclinaux à matériel grésopélitique. Ils sont séparés des pélites de l'ensemble C examinées précédemment par deux failles verticales de direction N 135 et N 60, la première se prolongeant jusqu'au Kobovouni (fig. 19)

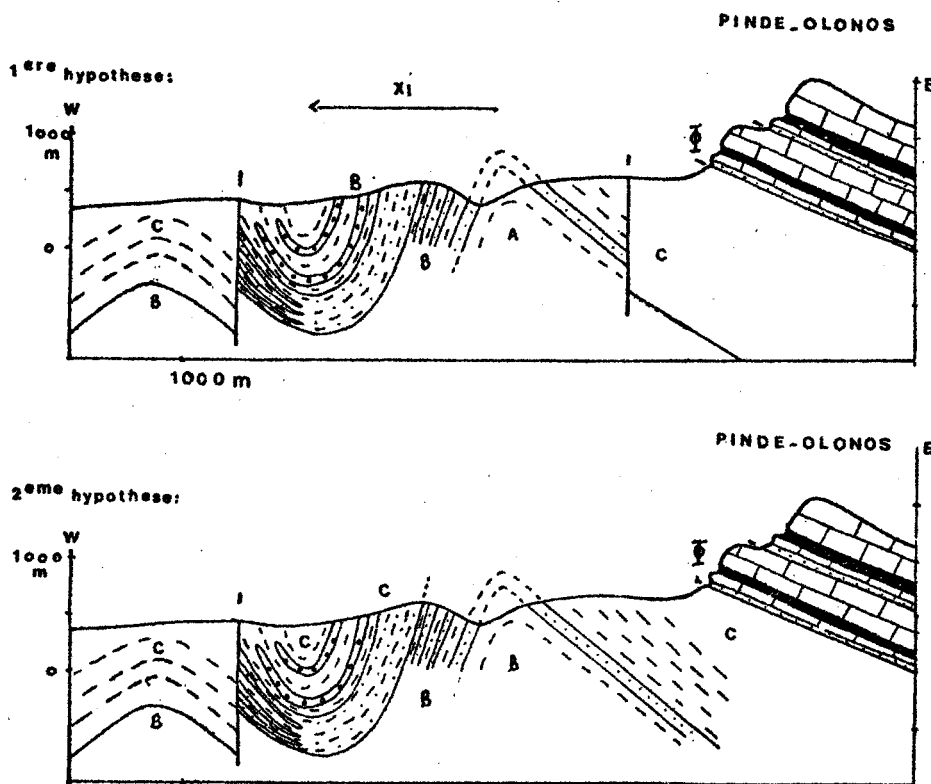


Fig. 19. Coupes du mont au N d'Ayios Athanasios

L'observation directe de ces failles peut être faite au niveau de la charnière de l'anticlinal au N d'Ayios Athanasios dans la vallée de l'Emvros et au niveau des flancs du synclinal au N d'Erymanthia. Mais, on pourrait admettre alternativement que ce matériel passe stratigraphiquement vers le S sous les pélites C pour la partie basale et passe latéralement vers le S aux pélites C pour la partie sommitale. Les conséquences stratigraphiques du choix entre les deux termes de l'alternative sont donc importantes, car :

- s'il s'agit de failles verticales à fort rejet, faisant surgir en horst les grès et pélites des ensembles A et B, les corrélations faites fig. 18, où les pélites constituent la base et où des conglomérats s'intercallent au sommet, sont valables.
- s'il s'agit d'un passage graduel sans faille ou avec des failles à faible rejet, ce matériel appartient à l'ensemble B et à l'ensemble C qui serait là chargé en grès et conglomérat dès sa base ce qui n'a pas été envisagé fig. 18.

Je retiens le premier terme de l'alternative car la succession des ensembles A et B se retrouve au N d'Ayios Athanasios ; en effet le coeur de l'anticlinal, où un ensemble pélitique est surmonté par un ensemble grésopélitique, la microfauve (biozone à *Globigerina ampliapertura*) caractérisant l'Oligocène inférieur, le rejet des failles important vers le Kouvouni nous permettent de présenter cette hypothèse comme la plus plausible. Nous avons donc admis que ces grès et pélites des ensembles A et B forment un horst au N de la dépression empruntée par la RN 111, le rejet des failles peut alors être évalué de 500 à 1000 m.

La coupe au N d'Ayios Athanasios (côte 643) a été menée du coeur de l'anticlinal vers l'W à la boussole, une colonne lithostratigraphique en a été déduite (XI, fig. 20) ; on observe :

- un ensemble A (XI) pélitique dans le coeur de l'anticlinal
- un ensemble B (XI) gréseux

-B-1 (XI) : 40 m dont

- o 20 m de grès
- o 5 m de pélites
- o 10 m de grès (épaisseur 0,2 m)
- o 5 m de pélites

Les pendages sont de (40, N 76) sur le flanc E, (36, N 164) au coeur de l'anticlinal, (70, N 252) sur le flanc W.

-B-2 (XI) : 60 m dont

- o 45 m de grès (épaisseur d'un banc 0,4 m)
- o 5 m de pélites
- o 10 m de grès (épaisseur d'un banc 2 m)
et de conglomérats

FIG 20: MONT AU N D'AYIOS ATHANASIOS xi

m	lithologie	petrographie	granulometrie	sequence	N°	age
0					A (XI)	
100			grès fin	Ta(0,2m) Ta(0,4m) Ta(2m)	B-1 (XI) B-1' (XI) B-2 (XI)	
200					B-2' (XI)	
300			grès grossier	Ta(2m) Ta(0,5m) Ta(2m) Ta(2m)	B-3 (XI) B-3' (XI) B-3 (XI) B-4 (XI)	
400					B-4' (XI)	
500					B-5 (XI)	
600			grès fin	Tae maxi 0,02-0,04maxi	B-6 (XI)	
700						
800					B-7 (XI)	

O L I G O C E N E I N F E R I E U R
g. ampliapertura



- B-2^o (XI) : 100 m de pélites où l'échantillon A montre des micro-faunes appartenant à l'Oligocène inférieur (biozone   *Globigerina ampliapertura*) en particulier :

Globigerinita unioava (BOLLI, LOEBLICH ET TAPPAN)

Globigerina ~~gortanii~~ *gortanii* (BORSETTI)

Globigerina prasaepis BLOW

Globigerina tripartita KOCH

- B-3 (XI) : 50 m dont

- o 6 m de gr s ( paisseur d'un banc 2 m)
- o 5 m de p lites
- o 5 m de gr s ( paisseur d'un banc 0,5 m) avec quelques galets
- o 5 m de p lites
- o 5 m de gr s ( paisseur d'un banc 0,4 m)
- o 5 m de p lites
- o 20 m de gr s

- B-3^o (XI) : 100 m dont

- o 25 m de p lites
- o 5 m de gr s
- o 5 m de p lites
- o 10 m d'alternances de gr s et de p lites
- o 25 m de p lites
- o 5 m d'alternances de gr s et de pélites
- o 10 m de grès
- o 15 m de pélites

- B-4 (XI) : 50 m dont

- o 10 m de grès ( paisseur 0,5   1 m)
- o 5 m de pélites
- o 35 m de gr s grossiers et de microbrèches ( paisseur 0,5 m)

- B-4^o (XI) : 40 m de pélites

- B-5 (XI) : 100 m dont

5 m de conglomérats

10 m de grès et d'alternances de grès et de pélites

Une analyse séquentielle (p. 90) y a été faite, on retiendra que :

la série est normale

les séquences présentent un maximum autour de 0 - 0,02 m et un maximum de Ta et Te, mais un banc de grès peut mesurer jusque 2 m

un banc est granoclassé des conglomérats aux grès

les pélites à galets sont présentes

85 m d'alternances de grès et de pélites

Une analyse séquentielle (p. 90) y a été faite, on retiendra que :

les séquences présentent un maximum autour de

0 - 0,02 m et un maximum de Tae

les grès sont des siltstones homogènes

- B-6 (XI) 250 m d'alternances de grès et de pélites non séparables du précédent.

- B-7 (XI) : pélites à lentilles conglomératiques (épaisseur supérieure à 750 m), qui pourraient passer à l'ensemble C, mais dont on ne dispose pas de preuve micropaléontologique.

2-6. Les avants monts de l'Olonos (les écaillés à matériel de la série de Gavrovo sous le front du Pinde-Olonos)

2-6-1. L'écaillé de Prostovítsa-Kaletzi (XII, fig. 21)

Reposant par l'intermédiaire d'un contact tectonique sur l'ensemble C du flysch de Goumeron et chevauché par le Pinde-Olonos, s'observe une écaillé de calcaire et de flysch replissée en un anticlinal et en un synclinal microplissé. On peut voir sur le flanc W de l'anticlinal dans la carrière de Prostovítsa :

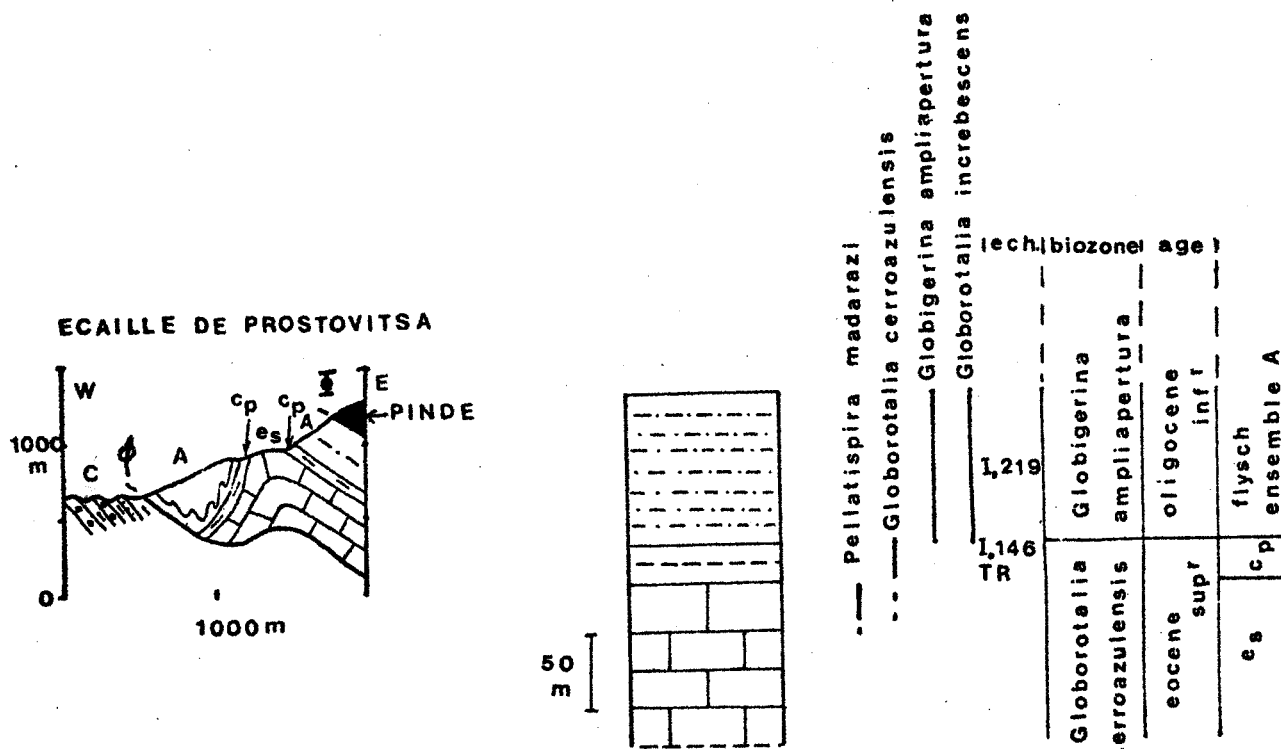


Fig. 21. Coupe et colonne XII du matériel de l'écaille de Prostovitsa.

es = calcaire éocène supérieur

cp = couches de passage

- des calcaires bioclastiques clairs Eocène supérieur, de pendage (70, N 275), dont la microfaune très riche renferme : des algues mélobésiées, des Nummulites, de nombreuses Orthophragmines, *Grzybowskiia*, *Spiroclypeus*, *Pellatispira madarasi* (HANTKEN) de l'Eocène terminal. Il s'agit donc d'un matériel de la sous-zone de Gavrovo (Fleury, Tsoflias 1972) avec un flysch s'installant au-dessus des niveaux à *Pellatispira madarasi* (HANTKEN).
- des couches de passage Eocène supérieur marneuses à : (échantillon TR et Io 146)

Globorotalia cerroazulensis cunialensis TOURMARKINE ET BOLLI .

Remarque : *Pellatispira madaraszii* est une espèce benthonique, alors que *Globorotalia cerroazulensis* est une espèce planctonique que l'on trouve sous ou associée à la précédente. Il n'y a pas ici un problème de corrélation entre biozone planctonique et benthonique, mais simplement une variation du milieu.

- un flysch formé d'alternances de grès et de pélites, très micropissé, daté par sa microfaune de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura*).

L'échantillon Io 219 a livré :

- *Globorotalia increbescens* BANDY
- *Globigerina ampliapertura euapertura* JENKINS

L'âge de ce flysch et sa position au-dessus des calcaires et des couches de passage nous le font corrélater avec l'ensemble A défini immédiatement à l'E du Skolis. Les alternances de grès et de pélites ont été étudiées par l'analyse séquentielle, l'une (p. 72) a été faite au N de Prostovitsa (cimetière), on en retiendra :

- les grès sont des "siltstonesquartzarenite" (échantillon I95, I96) (p. 71)
- les séquences présentent un maximum autour de 0,1 à 0,4 m d'épaisseur et un maximum de Tae
- une même séquence est homogène, puis présente des laminations, des cross-laminations, des convolute-laminations
- on a ici des séquences Ta-e (Bouma, 1962)
- des slumps décimétriques y sont présents.

De cet affleurement, le flysch se poursuit dans les ravins au N vers Kaletzi, et a été étudié sur la route d'Erymanthia à Kaletzi, où une autre analyse séquentielle a été menée (p. 71), on en retiendra :

- le caractère inverse de cette portion de série en cet affleurement est démontré d'une part par la succession dans un ordre inverse des intervalles de la séquence Ta-e (Bouma, 1962) et d'autre part par la polarité donnée par les convolute-laminations.
- les séquences présentent un maximum autour de 0,4 à 1 m d'épaisseur et un maximum de Tae.

• une même séquence est homogène, puis présente des laminations, des cross-laminations, des convolute-laminations (séquence Ta-e).

2-6-2. L'écaille de Skiadha

Cette écaille s'observe au front du Pinde-Olonos jusqu'au Kalfaïkos et est constitué d'un monoclinal de calcaire éocène supérieur - couches de passage - flysch péliro-gréseux de même âge et de même nature que le matériel de l'écaille précédente.

2-6-3. L'écaille replissée de Kaloussi

Kaloussi est situé sur la carte de Lambia au N du secteur étudié ; l'analyse tectonique a été menée par Dercourt, Fleury et Tsoflias (1973), qui décrivent une lame de calcaire de Tripolitza chevauchante sur le flysch et replissée affleurant sous le chevauchement du Pinde-Olonos. On trouve donc sous le chevauchement du Pinde-Olonos à la fois des écaillles à matériel de Gavrovo et de Tripolitza.

2-7. Les Monts à l'W du Skolis (fig. 22)

Les descriptions précédentes ont intéressé des séries de flysch calées à leur base par des couches de passage datées de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur. Au sein de la masse du flysch les biozones rencontrées (*Globigerina ampliapertura* et *Globigerina sellii*) appartiennent toutes deux à l'Oligocène inférieur. A l'W du Skolis, le flysch est chevauché par le bourrelet d'écailles à matériel d'âge crétacé à éocène supérieur, il appartient pour la partie supérieure à l'Oligocène supérieur (*Globorotalia opima opima*). La transition Oligocène inférieur et supérieur ne s'observe pas directement, nous montrerons qu'à l'W le sommet de l'Oligocène inférieur nous semble présent bien qu'il n'ait pu être reconnu paléontologiquement.

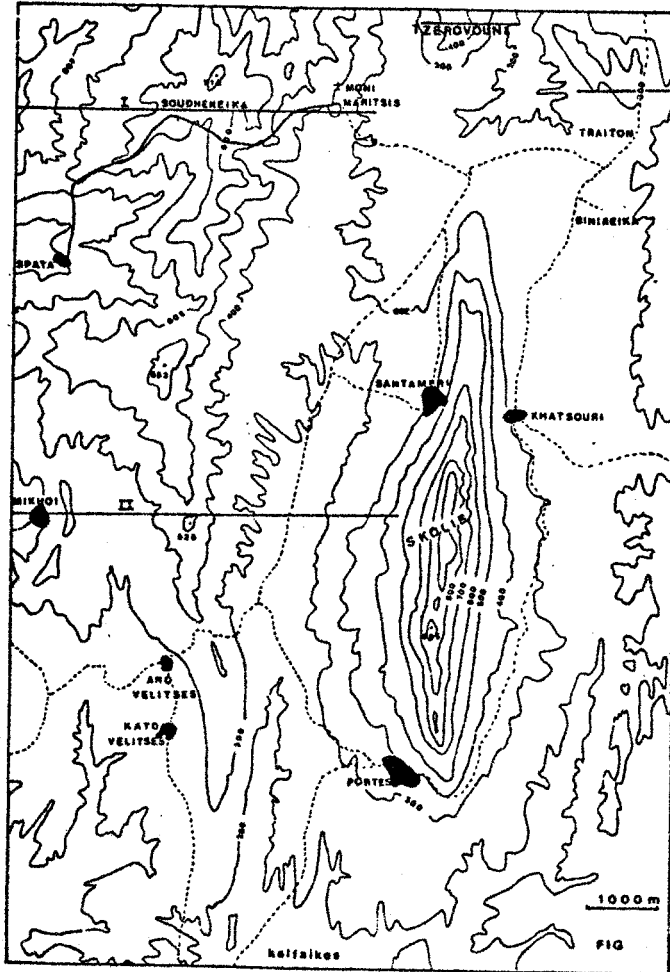


Fig. 22. Carte de l'W du Skolis



2-7-1. Coupe-type du flysch au NW du Skolis (carte de Kato Achaïa)

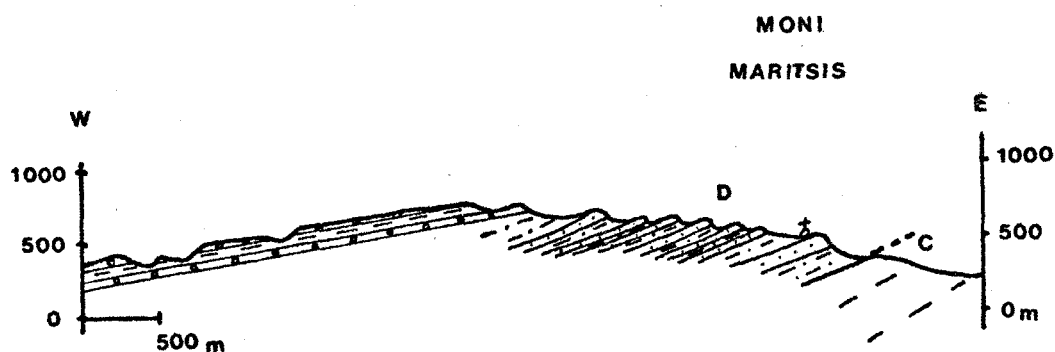
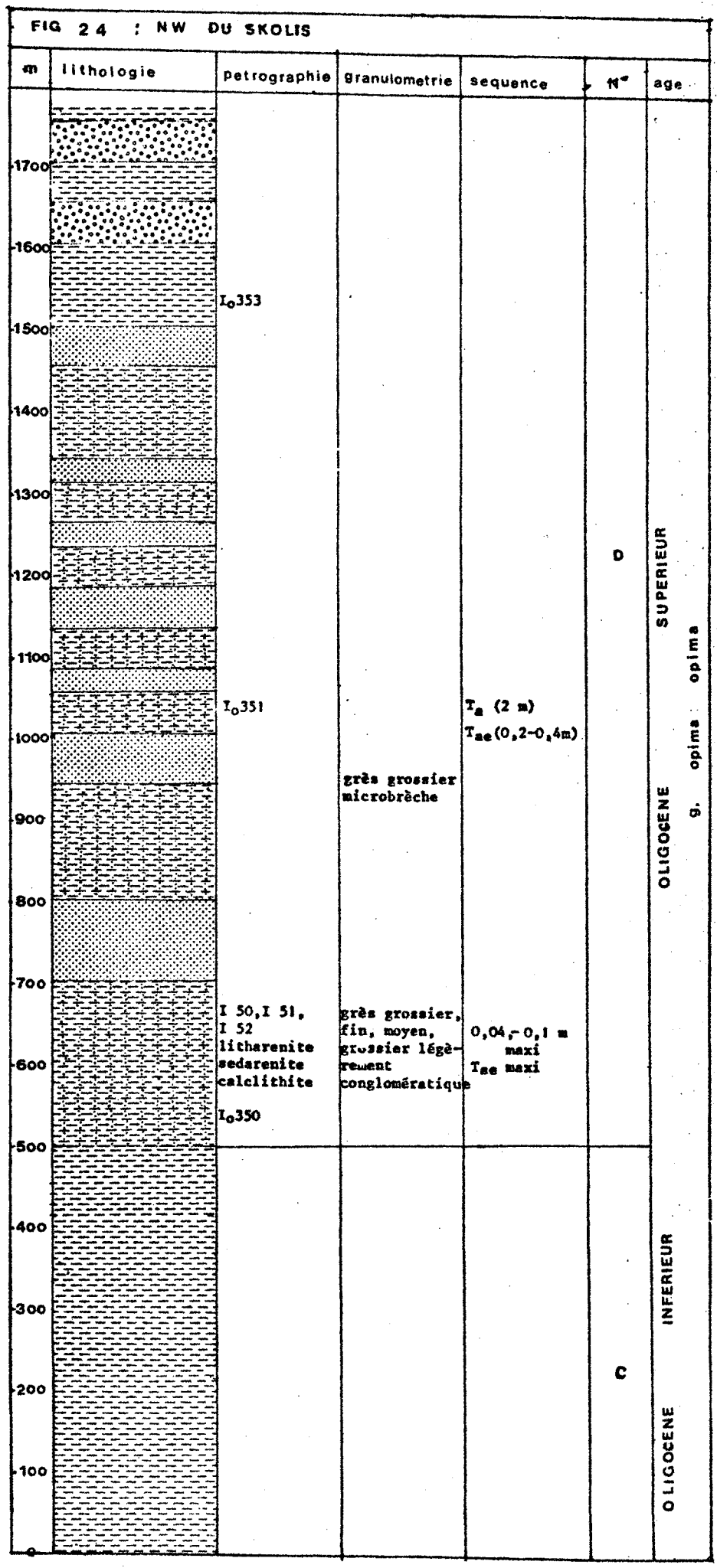


Fig. 23. Coupe type du flysch au NW du Skolis

La colonne lithostratigraphique proposée (I, fig. 24) résulte d'une coupe E-W (fig. 23), levée dans les collines formant la bordure occidentale de la dépression de Santameri-Portes. Elle est établie le long de la route conduisant au monastère de Moni Maritsis, puis lorsque celle-ci prend une direction NW, la coupe se poursuit le long d'un sentier passant par le hameau de Soudheneïka et menant au village de Spata. Les couches, en série normale, pendent régulièrement vers l'W en un monoclinal, on observe de bas en haut :

- C : un ensemble de pélites bleuâtres, noté C (I) d'épaisseur supérieure à 500 m sans microfaunes déterminables d'âge probable Oligocène inférieur, qui tapisse le N de la dépression de Santameri-Portes, où elles sont masquées ailleurs par des dépôts quaternaires.



D : un ensemble de grès grossiers, de microbrèches, de conglomérats, d'alternances de grès et de pélites, noté D (I), d'épaisseur supérieure à 1350 m, le sommet est masqué par du quaternaire. On reconnaît de bas en haut :

- 200 m d'une alternance de grès et de pélites, pendage (30, N 282). L'échantillon Io 350 a livré une microfaune de globigérines d'âge oligocène inférieur sans que les fossiles soient déterminables (com. or. G. Bizon). L'extrême base de ce niveau a fait l'objet d'une analyse séquentielle qui sera décrite ailleurs (p. 102) ; on en retiendra les conclusions majeures :
 - dans l'alternance de grès et de pélites, l'épaisseur des séquences (Tae maximum) varie de 0,04 à 0,2 m ; les bancs de microbrèches-grès grossiers ont une épaisseur variant de 0,04 à 1 m.
 - les grès associés aux pélites sont des "grès fins" et renferment de nombreux débris de roches calcaires "litharenite sedarenite calcilithite" ; les grès grossiers et les microbrèches se classent dans les "grès moyens ; grès grossiers légèrement conglomératiques ; litharenite sedarenite calcilithite" (p. 103). Le pourcentage de calcite varie entre 20 et 64%.
 - il y a granoclassement positif des microbrèches aux grès grossiers.
- 100 m de microbrèches et de grès grossiers (épaisseur des bancs 0,5 à 2 m) formant une barre dans la morphologie
- 140 m d'alternances de grès et de pélites
- 60 m de microbrèches et grès grossiers, une passée d'alternances de grès et de pélites scinde cette barre en deux unités
- 50 m d'alternances de grès et de pélites, mais ici les grès interstratifiés sont grossiers et associés dans le même banc à des microbrèches (épaisseur 0,2 m)
- 30 m de microbrèches (épaisseur d'un banc 2 m) ; la barre traverse le hameau de Soudheneïka, pendage (30, N 282)
- 50 m d'alternances de grès et de pélites. Les pélites ont livré *Globorotalia opima opima* BOLLI de l'Oligocène supérieur (échantillon Io 351)
- 50 m de microbrèches (épaisseur d'un banc 0,5 m) qui constituent le mont dominant à l'W le hameau
- 50 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur 0,2 à 0,4 m)
- 30 m de microbrèches (épaisseur 0,5 m)
- 50 m d'alternances de grès et de pélites

- 30 m de microbrèches (épaisseur 0,5 m)
- 120 m d'alternances de grès et de pélites
- 40 m de microbrèches qui constituent la crête d'orientation N-S portant le point côté 640
- 200 m d'alternances de grès et de pélites (épaisseur 0,5 m) comprenant au sommet des marnes blanches (échantillon Io 353), pendage (12, N 290). Cet échantillon a livré : *Globorotalia opima opima* BOLLI et *Globigerinita dissimilis ciperoensis* BANNER ET BLOW de l'Oligocène supérieur.
- 50 m de conglomérats
- 50 m de conglomérats et grès au sommet

Le reste de la série disparaît sous le Quaternaire à l'W de Spata.

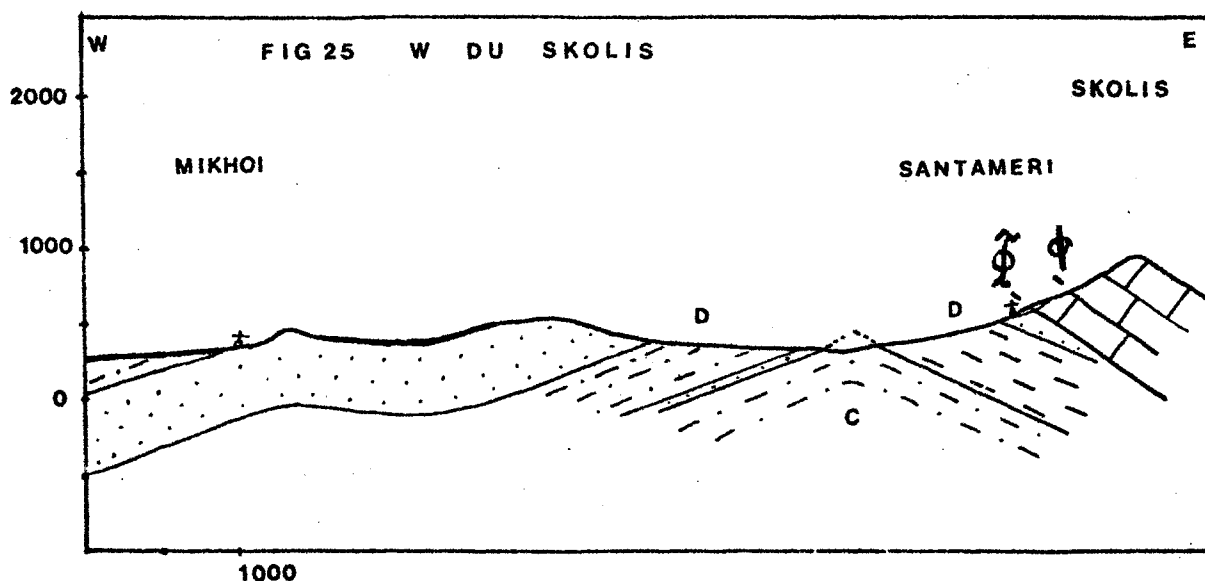
L'affectation aux ensembles décrits précédemment sous les lettres C et D est justifiée par les éléments suivants.

A l'E du Skolis, le flysch est composé des ensembles A pélitique (biozone à *Globigerina ampliapertura*), B gréseux (biozone à *Globigerina ampliapertura*), C pélitique (biozone à *Globigerina sellii*) de l'Oligocène inférieur ; à l'W du Skolis, l'ensemble sommital gréseux Oligocène supérieur appartient à la biozone à *Globorotalia opima opima*. Le problème est donc de corréler l'W et l'E du Skolis :

- d'une part, l'ensemble C à l'E du Skolis est pélitique ; l'ensemble basal à microfaune non déterminable, observé à l'W du Skolis est également pélitique.
- d'autre part, l'ensemble C à l'E du Skolis est daté du sommet de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina sellii*) ; l'ensemble C à l'W du Skolis est immédiatement sous la biozone à *Globorotalia opima opima* de l'Oligocène supérieur.

Je propose donc d'appeler C l'ensemble basal pélitique qui se trouve à l'W du Skolis et D l'ensemble gréseux le recouvrant, daté de l'Oligocène supérieur. Mais ceci n'est qu'une hypothèse que seul un marqueur micropaléontologique plus précis pourrait confirmer ou infirmer.

2-7-2. Coupe complémentaire : le flysch à l'W du Skolis
(Carte de Goumeron) (fig. 25)



Les variations longitudinales du N au S nous obligent à donner cette coupe complémentaire, on observe là des assises que nous assimilerons à l'ensemble C et à une partie de l'ensemble D décrit précédemment, qui sont ici plus gréseux, de plus la série est plissée alors qu'elle était monoclinale plus au N.

Sous le chevauchement du Skolis, au niveau de la carrière de Santameri et au N de Portes, des grès sont visibles. Ces grès fins à grossiers sont en série normale, à pendage (40, N 84), à forte teneur en calcite. Ils sont donc corrélables avec les grès de l'ensemble D. Dessous, viennent des pélites à pendage E ; puis au centre de la dépression (coeur de l'anticlinal), le long du sentier qui conduit à Portes à l'E à Velitses à l'W, on rencontre des alternances de grès et de pélites, notées C (II), d'épaisseur difficile à apprécier en raison des replis mais voisine de 500 m. A partir de ces alternances de grès et de pélites, commence la construction de la colonne II (fig. 26).

FIG 26 : W DU SKOLIS II

m	lithologie	petrographie	granulometrie	sequence	N°	age
1100		I 98 litharenite sedarenite calclithite	grès fin silteux	T _a	D	
1000						
900			grès fin - grosier calcaire micritique	T _{ae} maxi 0,04-0,1 maxi		
800						
700						
600				T _a		
500						
400		I 61 litharenite sedarenite calclithite	grès fin - grosier	T _{ae} maxi 0,04-0,1 maxi	C	
300						
200						
100						
0						



Elles ont fait l'objet d'une analyse séquentielle 1 km au S du village sur la route vers Velitses (p. 100), on en retiendra les conclusions majeures :

- les grès sont soit fins, soit grossiers "litharenite sedarenite calclithite" (p. 99).
 - les séquences présentent un maximum autour de 0,04 à 0,1m et de Tae.
 - des granoclassesments et des litages de débris de plantes sont observables.
- A l'W de la rivière qui draine la dépression de Santameri-Portes, l'ensemble C (II) passe à l'ensemble D (II) (épaisseur observable 500 m) constitué de grès grossiers, microbrèches et d'alternances de grès et de pélites à pendage W. On observe d'E en W :
- 20 m de grès à pendage subhorizontal
 - 250 m d'alternances de grès et de pélites. Elles ont fait l'objet d'une coupe et d'une analyse séquentielle (p. 103) près de la rivière Kalfaikos sur la route de Velitses. La coupe présente de la base au sommet :
 - des pélites
 - 29 m d'alternances de grès et de pélites dont :
 - 20 m dans lesquels les séquences ont une épaisseur de 0,5 m ; pendage (44, N 273)
 - 3 m dans lesquels l'épaisseur est de 0,1 à 0,2 m
 - 6 m dans lesquels l'épaisseur est de 0,5 m ; la présence de flute-marks indique que la série est normale.
 - 3 m de grès (épaisseur d'un banc 0,5 à 1 m).On retiendra de l'analyse séquentielle faite dans la partie moyenne de cette coupe :
 - la présence de grès fins et grossiers
 - la présence de calcaires micritiques (épaisseur 0,02 m et 0,04 à 0,1 m)
 - les séquences présentent un maximum autour de 0,04 à 0,1 m et de Tae.
 - 230 m d'une succession de grès grossiers - microbrèches prépondérantes associées à des alternances de grès et de pélites. On observe :
 - à l'E de Ano Velitses, des bancs de grès fins, de grès grossiers et des microbrèches (18, N 266) ; l'épaisseur d'un banc est de 2 à 3 m ; ce sont en général des "grès fins silteux", "litharenite sedarenite calclithite" (p. 102) à fort pourcentage de ciment de calcite. 1,5 km au N d'Ano Velitses (point coté 526), des conglomérats et des pélites à galets, d'épaisseur faible, sont observables.

- à l'W de Velitses, la dépression d'Ano Velitses est un embayement quaternaire, masquant un synclinal de flysch.
- sur le mont à l'W de cette dépression, dominant le village de Mikhoï, des grès et des microbrèches associées avec des alternances de grès et de pélites à pendage E faible.
- à l'W du village de Mikhoï, des alternances de grès et de pélites subhorizontales à pendage W.

Les variations observées entre les deux coupes sont des variations habituelles du flysch, qui sont ici longitudinales : les pélites sont des équivalents des alternances de grès et de pélites. La microfaune manquant dans cette coupe complémentaire, la corrélation ne peut être établie que par la lithologie (pourcentage de ciment de calcite important dans les grès de l'ensemble D).

2-7-3. Coupe synthétique (voir fig. 24)

La comparaison des coupes au NW et à l'W du Skolis aboutit à la stratigraphie suivante :

- un premier ensemble C : (500 m) pélitique ou formé d'alternances de grès et de pélites, de base inconnue, daté de l'Oligocène inférieur sans qu'il soit possible de préciser la biozone.
- un deuxième ensemble D : (1350 m au minimum) grès - microbrèches et alternances de grès et de pélites, avec des conglomérats dans sa partie supérieure ; des associations de l'Oligocène supérieur (biozone à *Globorotalia opima opima* BOLLII) ont été observées.

3. Corrélation stratigraphique générale

Il est maintenant possible de corréler les informations sur le flysch.

3-1. dans la région étudiée (fig. 27)

Les coupes étudiées précédemment sont synthétisées dans la fig. 2, mais les corrélations terme à terme n'étant qu'hypothétique, une corrélation plus succincte sera présentée ici (fig. 27) ; celle-ci concerne le flysch à l'W et à l'E du Skolis, séparé tous les deux par un contact tectonique majeur, ce qui laisse à penser qu'étant donné la position paléogéographique

occupée par le bassin où s'est déposé ce flysch (fig. 28), on pourrait attribuer l'W du Skolis à la zone ionienne interne et l'E du Skolis à la sous-zone du Gavrovo ; mais aucun argument ne permet la distinction entre ces zones à cette époque. D'ailleurs les travaux IFP-IGRS (1966) ont clairement établi que la distinction entre zone ionienne interne et zone du Gavrovo lors du dépôt du flysch ne s'impose pas.

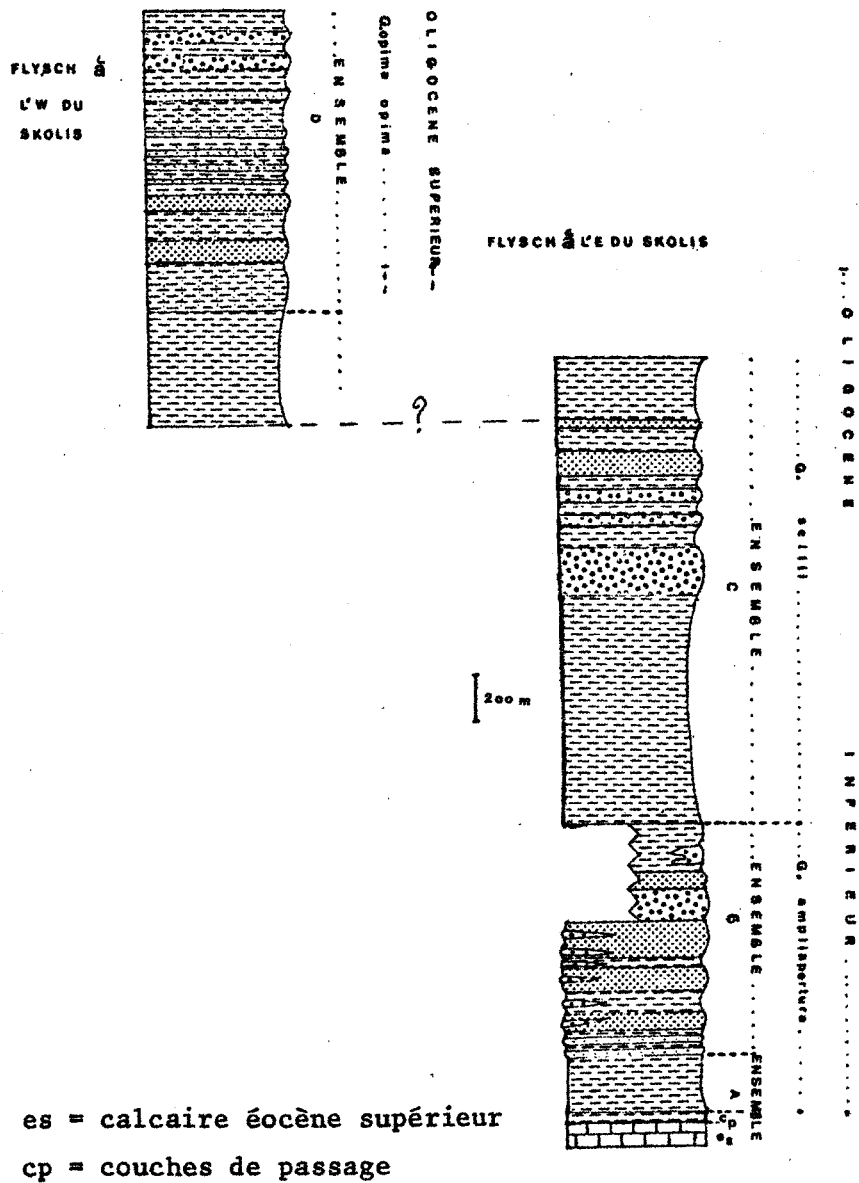


Fig. 27. Corrélation stratigraphique

La succession suivante est observée et reconstituée :

- au dessus des calcaires à *Pellatispira madaraszii* de l'Eocène supérieur, apparaissent des couches de passage, puis un flysch, il s'agit là d'un matériel classique de la sous-zone de Gavrovo (Fleury, Tsoflias, 1972), mais où je montre que les couches de passage sont diachroniques :

Au Skolis, celles-ci contiennent *Globigerina gortanii*, *G. gr. tripartita* ... de la biozone à *Globigerina ampliapertura* BOLLI de l'Oligocène inférieur.

Dans les écaillies situées sous le front du Pinde-Olonos, *Globorotalia cerroazulensis cunialensis* a été observé, l'âge est donc là Eocène supérieur

- le flysch est formé de 4 ensembles A - B - C - D :

- o un ensemble pélitique A, daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura* BOLLI), d'épaisseur 250 m environ. Cet ensemble est présent à l'E du Skolis, dans la dépression de Khatsouri, dans les coeurs anticlinaux de l'observatoire, du N d'Ayios Athanasios, dans les écaillies situées sous le chevauchement du Pinde-Olonos.

- o un ensemble gréseux B, daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina ampliapertura* BOLLI), d'épaisseur 1000 m environ. Cet ensemble est présent à l'E du Skolis, et au N de la dépression empruntée par la RN 111 (Monts au N d'Ayios Athanasios). La limite avec l'ensemble A est difficile à placer dans le coeur des anticlinaux, d'où une imprécision dans la corrélation terme à terme proposée, qui n'est qu'hypothétique. La coupe synthétique de l'observatoire (flanc W et E) a été choisie pour représenter B sur la fig. 27.

- o un ensemble C pélitique et conglomératique, daté de l'Oligocène inférieur (biozone à *Globigerina sellii* BORSETTI), d'épaisseur voisine de 2000 m. Observé à l'E du Skolis dans la dépression empruntée par la RN 111, j'en suppose l'existence à l'W, où les pélitites de la dépression de Santameri-Portes pourraient correspondre à la partie supérieure de l'ensemble C.

- . un ensemble gréseux D, d'épaisseur supérieure à 1350 m, daté de l'Oligocène supérieur (biozone à *Globorotalia opima opima* BOLLI). Cet ensemble n'existe qu'à l'W du Skolis.

Remarque : Les épaisseurs attribuées à chaque ensemble sont susceptibles d'être modifiées, étant donné l'existence possible de discontinuité non révélée.

En conclusion, nous pouvons dire que le flysch de la carte de Goumeron appartient à la zone composite Ionien interne - Gavrovo, qu'il est d'âge Oligocène et qu'il a une épaisseur minimale de 4600 m.

3-2. Avec l'Epire-Akarnanie (fig. 28, 29)

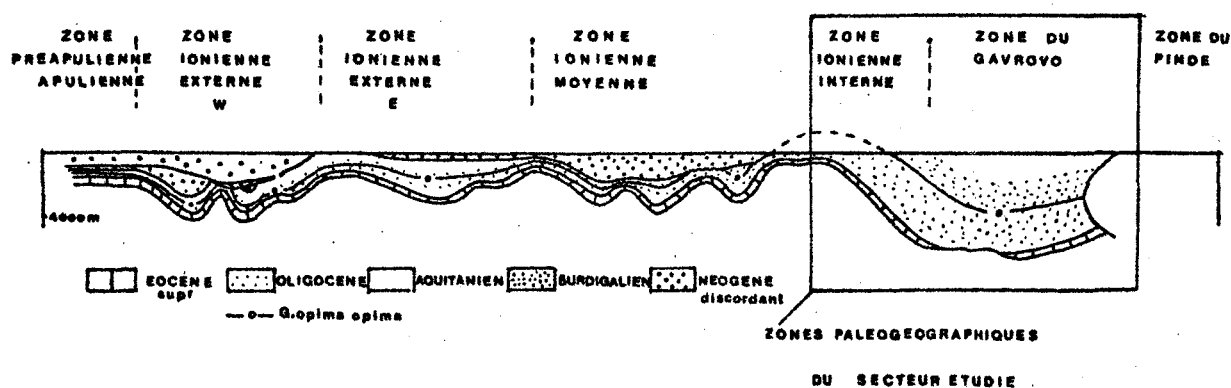
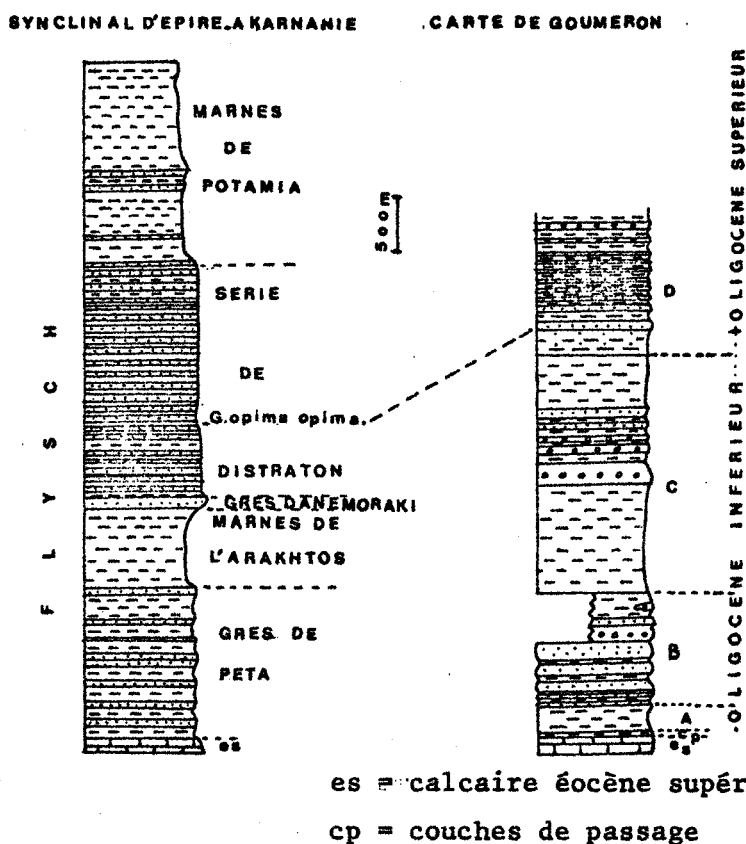


Fig. 28. Schéma de corrélation des formations et des faciès des séries détritiques (d'après IFP-IGRS, 1966)

Avant de comparer le flysch étudié à l'E et à l'W du Skolis avec des flyschs appartenant à différentes zones paléogéographiques d'Epire-Akarnanie (fig. 28, d'après IFP-IGRS, 1966), rappelons qu'en Péloponnèse, une distinction est faite entre le flysch de la sous-zone du Gavrovo et celui de la sous-zone de Tripolitza. Le flysch de la carte de Goumeron appartient à l'E du Skolis à la sous-zone du Gavrovo ; quant à l'W, aucune distinction n'est possible entre la zone ionienne interne et la sous-zone du Gavrovo, seul le contact tectonique majeur du Skolis laisse présager que le flysch à l'W du Skolis appartiendrait

à la zone ionienne interne. Par contre, ce flysch ne peut pas appartenir à la zone ionienne moyenne ou externe, où l'épaisseur du flysch est plus faible que celle observée ici, et où la présence de calcaire est fréquente alors qu'elle n'existe pas ici.

Une corrélation peut être tentée avec le synclinal d'Epire Akarnanie (IFP-IGRS, 1966) (fig. 29) :



La corrélation est difficile du point de vue micropaléontologique, les microfaunes planctoniques antérieures à celles appartenant à la biozone à *Globorotalia opima opima* BOLLII, n'ayant pas été déterminées dans la coupe type du synclinal d'Epire-Akarnanie, et d'un point de vue lithologique, la correspondance étant approximative.

Remarque : les Nummulites *fichteli* et *intermedius* des grès d'Anemorakhi correspondent aux biozones à *Globigerina ampliapertura* ou à *Globigerina sellii* (Adams, 1973).

Je proposerai la corrélation suivante :

- les grès de Peta sont corrélables avec les ensembles A et B
- les marnes de l'Arakhtos, les grès d'Anemoraki, la base de la série de Distraton sous *Globorotalia opima opima* sont corrélables avec l'ensemble C.
- le sommet de la série de Distraton est corrélable avec l'ensemble D.

Le principal intérêt du flysch de la carte de Goumeron est donc d'établir, et ceci malgré la pauvreté de la microfaune, par rapport au flysch du synclinal d'Epire-Akarnanie (zones du Gavrovo et Ionien interne), que les différentes biozones de foraminifères planctoniques, de l'Oligocène, antérieures à *Globorotalia opima opima* BOLLI sont présentes ; ce sont les biozones à *Globigerina ampliapertura* BOLLI et à *Globigerina sellii* BORSETTI.

L'étude sédimentologique, qui suit, permettra de mieux comprendre certaines corrélations, qui semblent obscures dans ce chapitre, mais qui s'éclaireront à la lumière d'une plus grande connaissance du bassin où s'est déposé le flysch, et où les variations longitudinales et latérales sont importantes.

Ch. II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU FLYSCH DE LA CARTE DE GOUMERON

L'étude sédimentologique sera menée par ensembles, tels qu'ils ont été définis précédemment. On envisagera pour chacun d'eux :

- les faits : lithologie (pétrographie et granulométrie), analyse séquentielle, analyse mégarythmique, figures et structures sédimentaires, ichnologie et paléontologie, enfin mesure du sens des paléocourants
- des conclusions partielles seront présentées après l'analyse de chaque objet, on en déduira la paléogéographie de l'ensemble,
- tous les ensembles ayant été étudiés une reconstitution paléogéographique spatiotemporelle du flysch sera proposée.

Présentation de la méthodologie et discussion de la valeur des résultats :

En Pétrographie, l'étude des grès a été effectuée en lames minces, dans lesquelles les pourcentages des éléments suivants : Quartz - Feldspath - fragments de Roches notés (Q - F - R) (Folk, 1968) ont été déterminés à l'aide du compteur de points "Swift and son" à platine intégratrice. 500 points par lame mince ont été comptés et les pourcentages de Q - F - R déduits ; simultanément, la matrice argileuse et le ciment de calcite ont été comptabilisés et les pourcentages éléments - matrice - ciment déduits à leur tour. La classification pétrographique de Folk (1968) a été suivie. (fig. 30).

Fig. 30 d'après Folk (1968)

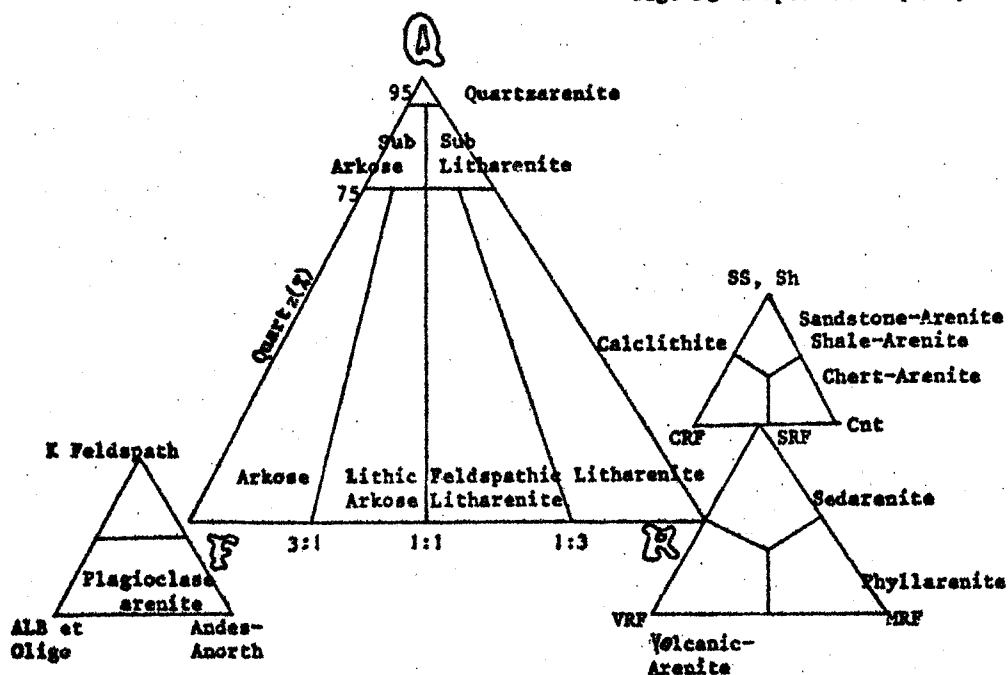
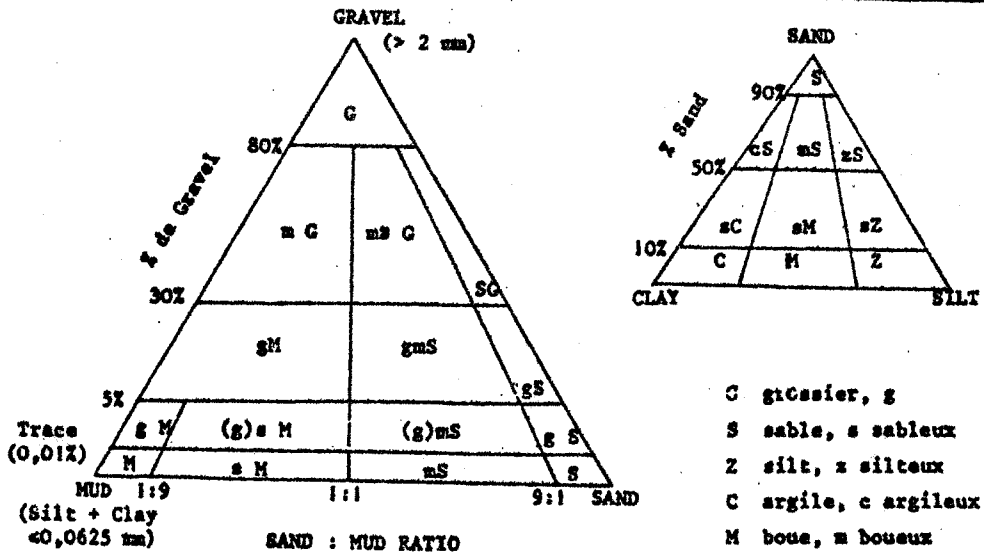


Fig. 30. Classification pétrographique de Folk.

Fig. 31

ECHELLE GRANULOMETRIQUE
(d'après FOLK, 1968)

ECHELLE EN	ECHELLE EN	"WENTWORTH SIZE CLASS"		LIMITE
	mm			CROISIE
				AU COMPTAGE
- 12	4096	Bloc	(GRAVEL)	
- 8	256	Pierre		
- 6	64	Caillou		
- 2	4	Gravier		
-1	2	Granule		
<hr/>				
		Sable très grossier	SABLE (SAND)	
0	1	Sable grossier		
1	0,5	Sable moyen		
2	0,25	Sable fin		
3	0,125	Sable très fin		
4	0,0625	Silt grossier		
<hr/>				
5	0,031	Silt moyen	BOUE (MUD)	
6	0,0156	Silt fin		
7	0,0078	Silt très fin		
8	0,0039	Particule argileuse		
14	0,00006			



BHS
LILLE

Fig. 32. Classification granulométrique de Folk (1968).

Les pélites ont été étudiées aux rayons X après préparation classique (sans traitement, chauffé, glycolé). Celle-ci n'a pas été suivie d'autre manipulation mettant en évidence la kaolinite masquée par la chlorite, faute de moyen d'investigation. Les conglomérats ont été étudiés sur le terrain.

En Granulométrie, l'observation au microscope des grès a permis de constater que seule l'étude des lames minces avec le compteur de points "Swift and son" à platine intégratrice est possible. Car, le ciment calcitique étant en faible proportion, on observe des agglomérats de grains, qui auraient faussé la mesure, si le grès avait été attaqué à l'acide, puis tamisé. La méthode employée ne permet pas cependant la mesure exacte de la taille du grain et est donc approximative, car, on a mesuré le diamètre maximum des sections de grains de quartz grâce à un oculaire micrométrique étalonné, les classes granulométriques étant celles de Folk (1968) avec une échelle en ϕ ($\phi = -\log_2 \text{diam (mm)}$). 500 grains par lame ont été comptés, et Bouma (1962) estimait l'erreur à 5% pour un comptage de 200 à 300 grains, la technique employée ne peut que diminuer l'erreur. La classification granulométrique de Folk pour les grès (1968) a été suivie. Les paramètres définis par cet auteur calculés : (fig. 31-32)

$Md\phi$ = diamètre correspondant à $y = 50\%$ de la courbe cumulative granulométrique, c'est à dire mesure de la taille moyenne, appelé encore M par Passega (1969).

σI = "Inclusive graphic standard Deviation" (mesure de l'uniformité, classement).

SKI = "Inclusive graphic skewness" (mesure de l'asymétrie)

KG = "Kurtosis" (mesure de l'angulosité)

Avec les paramètres granulométriques C (1er percentile, valeur approchée du grain maximum) et M (médiane), on a construit la courbe C - M (Passega, 1969), qui permettra de déterminer la nature du courant (courant de turbidité ou courant tractif). (fig. 33)

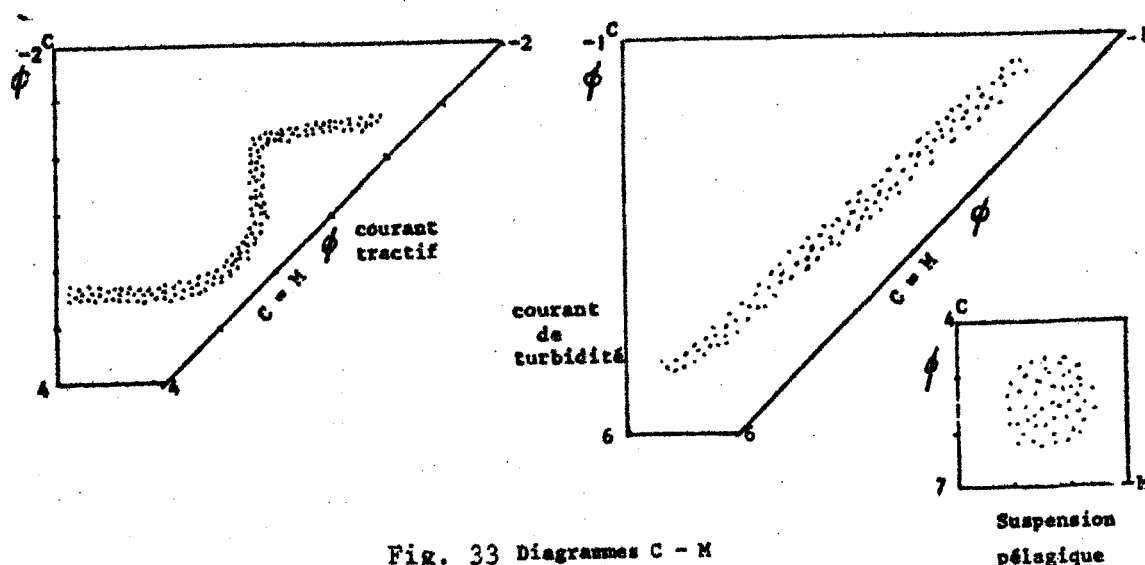


Fig. 33 Diagrammes C - M
(Passaga)

Les autres paramètres ne sont pas actuellement utilisables pour la construction de diagrammes qui permettraient une meilleure connaissance du milieu de dépôt du flysch, de tels diagrammes n'existent que pour différencier le sable des rivières et des plages (Friedmann, 1967). D'ailleurs, les diagrammes une fois construits nous ont montré qu'ils n'étaient pas du même type que ceux établis pour le sable des rivières et des plages.

L'étude granulométrique des pélites n'a pas été abordée étant donné l'imprécision d'une telle mesure sur des agglomérats argileux instables.

L'étude des conglomérats a été réalisée sur le terrain.

Pour l'analyse séquentielle, la méthode de Bouma (1962), qui n'a été prévue que pour des turbidites franches, s'est avérée inapplicable dans l'étude de notre matériel (sauf turbidites de l'ensemble A) (fig. 34). On a préféré utiliser une autre technique tenant compte non seulement des turbidites mais aussi des faciès associés (Ricci - Lucchi, 1975, fig.35) qui comprend une étude séquentielle et une étude mégarythmique.

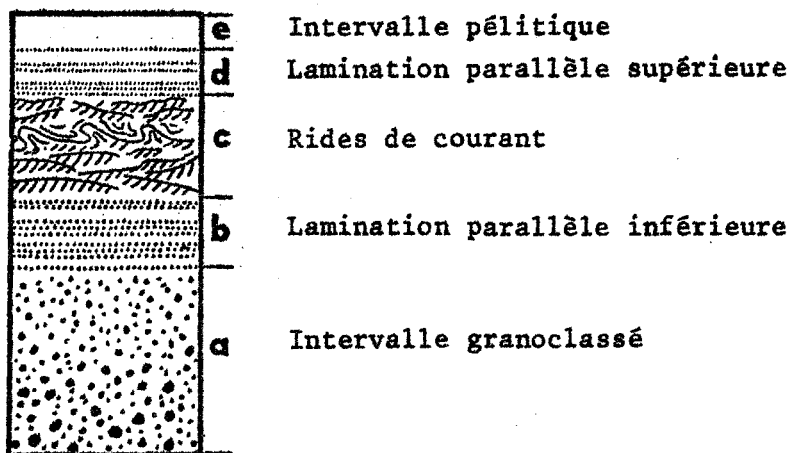


Fig. 34 séquence complète

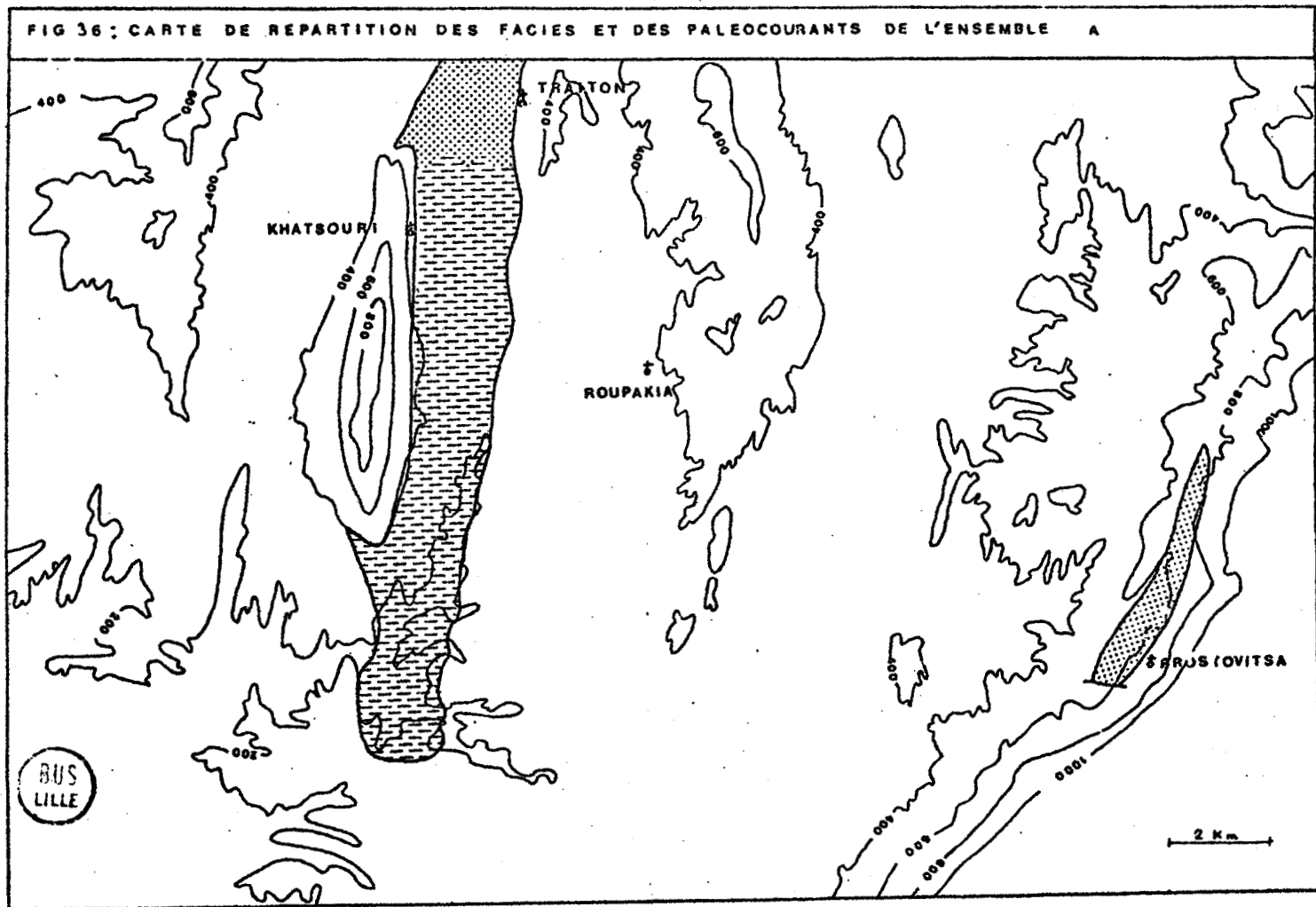
T₁ = Ta-e

Fig. 35. Classification des turbidites et faciès associés (d'après Mutti et Ricci - Lucchi, 1972 ; modifiée Ricci - Lucchi, 1975 ; simplifiée)

TURBIDITES					FACIES ASSOCIES		
A	B	C	D	E	F	G	
LITHOLOGIE							
conglomérat "organisé"	grès grossier à fin	alternance de grès et de pélites	1, 2 alt. de grès fins et de pélites	alternance de grès et de pélites	dépôt chaotique : conglomérat "désorganisé"	pélite	
grès grossier à moyen	grès grossier à fin	grès grossier à fin : immature	3 pélite	grès grossier à fin	pélites à galets, olistholites, slumps	Remipelagique	
épais > 50 cm	épais (30-20 cm)	moyen (50-30 cm)	mince à épais	mince à moyen	variable		
lenticulaire	lenticulaire	plan	plan	plan	lenticulaire	mince	
très grand, grès amalgamés	grand	grand	faible < 1	< 1 à grand	non applicable	plan	non applicable
Structure sédimentaires	laminations grossières	granoclassement lamination lamination entrecroisée (mature)	1 : granoclassement lamination lamination entrecroisée	sucun de granoclassement lamination entrecroisée dune	granoclassement inverse structures de déformation	terrier	
galets mous	marques de coulées et d'outils	marques d'outils	3 sucune				
Non applicable (ou Ta, Tc/c)	Non applicable	Ta/c/e ; Ta/c (immature) Tabcde Tabc/e (mature) Tab/de	1 Tcde, Tc/e 2 Tbcde Tbc/e Tb/de 3 Tde Te	Non applicable ou Tse T dune/e Tc/e	Non applicable	Non applicable	
Mécanisme de dépôt	coulée sableuse, fluidifiée, turbulente de grande densité	courant de turbidité classique immature : grande densité mature : + faible densité	courant de turbidité mature de densité faible	courant de turbidité de densité grande à faible de faible volume	coulée de débris, slumping, sous-marin, chute de bloc	en pluie (gravité) lits nepheloïdes ou turbides	



Le sens des paléo-courants a été analysé, mais le nombre de mesures est faible car le flysch étudié est pauvre en structures permettant de les déterminer, elles ne seront qu'une indication locale.



1. Ensemble A : (fig. 36)

A l'ensemble A, tel qu'il est défini page 60, nous adjoindrons les alternances de grès et de pélites du N de Traïton, dont elles représentent un équivalent latéral de faciès, car elles sont dans le prolongement des pélites de l'ensemble A au N de la dépression de Khatsouri et sont recouvertes à l'E par l'ensemble B gréseux.

1.1. Lithologie

1.1.1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri

La couleur de ces pélites est bleue ; elles sont indurées et présentent un débit en écailles.

Les rayons X ont permis de déterminer le quartz, la calcite, l'Illite, la chlorite, mais la technique utilisée ne permet pas de discriminer la kaolinite. Les lavages et tamisages de ces pélites renseignent sur la quantité de microfaune et sur la présence des grains de quartz. La microfaune planctonique à test calcitique est abondante et le pourcentage de quartz sous forme de silt important.

Donc,

- les pélites généralement interprétés comme des dépôts de suspensions pélagiques boueuses (nephelites) peuvent être de ce type pour les pélites de l'ensemble A, ou encore être des dépôts de queues de courants de turbidité, si les silts observés se présentent sous forme de microséquences silt-argile (Stanley et Unrug, 1972), ce qui n'a pas pu être vérifié,
- le dépôt s'est fait au-dessus du niveau de compensation des carbonates, la microfaune planctonique à test calcitique en témoigne,
- le EH du milieu de dépôt était réducteur (couleur bleue des pélites),
- l'association illite-chlorite-micas est caractéristique des flyschs (Kubler, 1970)

1.1.2. Les affleurements de l'écaïlle de Prostovitsa

Ce sont des alternances de grès et de pélites, plus précisément de "siltstones quartzarenite immatures" et de pélites, dont on sait que reportés sur le diagramme C - M (Passega, 1969), ils indiquent un dépôt par courant de turbidité de turbulence faible.

1.1.3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton

Les faits et les conclusions sont identiques aux précédents (1.1.2.).

1.2. Analyse séquentielle

1.2.1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri

Seules les pélites plus ou moins silteuses sont observées, c'est-à-dire :

- la méthode de Bouma (1962) n'est pas applicable pour ces pélites,
- par contre, elles trouvent leur place dans le faciès G associé aux turbidites défini par Ricci-Lucchi (1975).

1.2.2. Les affleurements de l'écaïlle de Prostovitsa

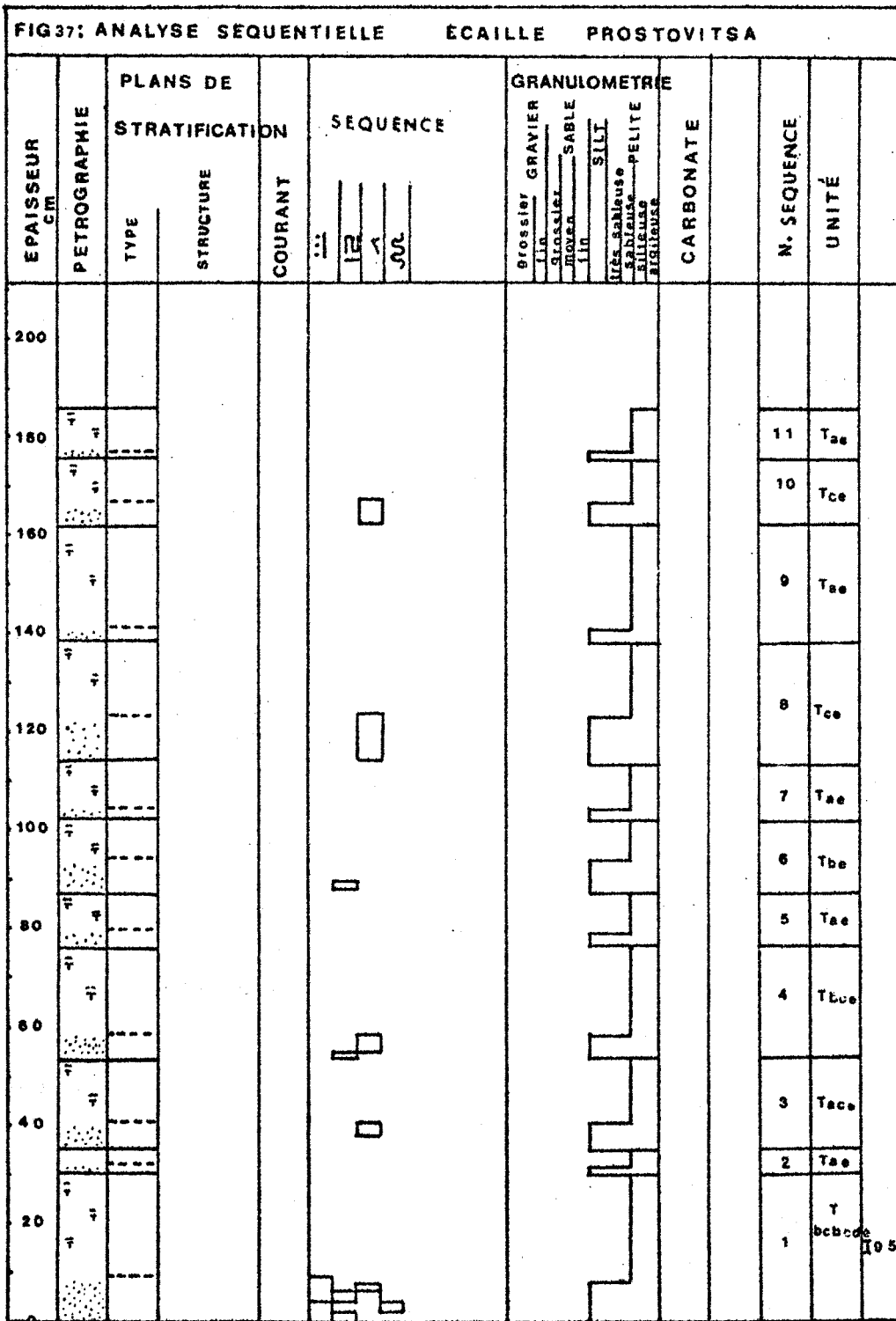
La méthode de Bouma (1962) est applicable aux alternances de grès et de pélites observées ; trois analyses séquentielles y ont été levées.

De celle figurée en fig. 37, on retiendra que Ta, b, c, d, e sont présents. Si on lui adjoint l'examen des 3 analyses, on peut dire en outre que :

- Tae (Walker, 1965) : séquence la plus représentée
- Ta, b, c, d, e et slumps décimétriques présents
- épaisseur moyenne des séquences : 0,1 à 0,4 m ou de 0,4 à 1 m
- le rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}} = 0,3 \text{ à } 0,75$

Donc :

- ces alternances de grès et de pélites forment les faciès C ou D des turbidites définies par Ricci-Lucchi (1975).
- la nature des séquences, leur épaisseur, le rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}}$ sont caractéristiques de turbidites distales (Walker, 1967).



1.2.3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton

La méthode de Bouma (1962) est applicable aux alternances de grès et de pélites observées ; une analyse séquentielle y a été levée et on en retiendra que :

- Tae séquence la plus représentée
- Ta, b, c, e présents
- épaisseur moyenne des séquences : 0,04 - 0,1 m
- le rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}} = 1,5$

Donc, les conclusions sont identiques aux précédentes (1.2.2.).

1.3. Figures, structures sédimentaires, ichnologie, macrofaune et microfaune

1.3.1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri

Seule, la microfaune y est abondante, on y distingue des globigérines (foraminifères planctoniques) non remaniées en proportion importante par rapport aux foraminifères benthiques remaniées.

La profondeur du dépôt peut donc être évalué entre 500 et 1500 m (?) en se basant sur la présence des foraminifères planctoniques (com. or. G. Bizon).

1.3.2. Les affleurements de l'écaïlle de Prostovitsa

Les structures sédimentaires suivantes ont été observées : le granoclassement, la lamination, les laminations entrecroisées, les convolute-laminations et les slumps.

Les figures sédimentaires sont nombreuses : "flute-cast", "groove-cast", "Bounce-cast", "prod-cast".

L'ichnologie est représentée par : (détermination M. Ksiazkiewicz)

Palaodietyon

Palaodietyon ex. gr. *punctatum* (?)

Desmograption FUCHS

macrofaune : tubes vermiformes calcitiques

microfaune : identique à celle de la dépression de Khatsouri, abondante

Donc,

- les figures et structures sédimentaires sont des témoins des courants de turbidité
- l'ichnologie donne une indication de milieu plus profond que le milieu néritique d'après la fréquence importante de *Paleodictyon* (Ksiazkiewicz, 1970) et l'absence de zoophycos.
- la microfaune nous renseigne sur la profondeur du dépôt (500 - 1500 m) (?).

1.3.3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton

Seules les structures sédimentaires, identiques aux précédentes (1.3.2), sont observées.

1.4. Reconstitution du sens des courants

Seul, le matériel de l'écaille de Prostovitsa présente de nombreux indicateurs, qui n'ont pas donné lieu à la construction de rosettes, étant donné que même en corrigeant l'inclinaison de l'axe des microplis et le pendage des couches, des erreurs subsistaient par suite du replissement de l'écaille qui n'a pu être évalué précisément.

1.5. Conclusion partielle relative à l'ensemble A

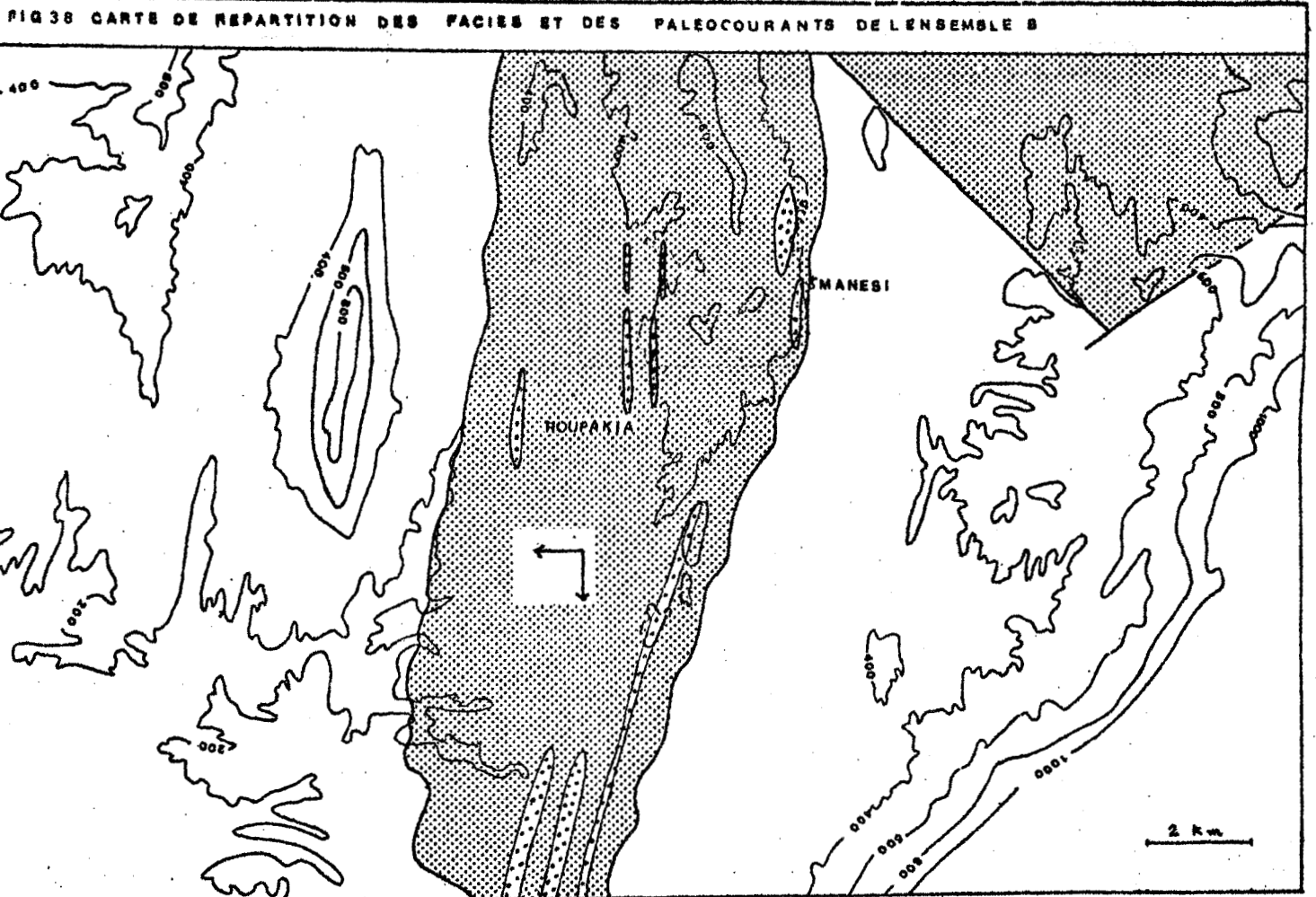
Rappelons que les calcaires Eocène supérieur du Skolis se sont déposés dans un milieu néritique, ils sont surmontés d'un hard ground, recouvert par des couches de passage au flysch à microfaune planctonique (Dercourt, Fleury 1975). Il y a donc eu augmentation de la tranche d'eau.

- Pour l'ensemble A, les dépôts sont soit du type nephelites (suspension pélagique argileuse), soit du type turbidites distales (faciès C ou D).

- Ceci caractérise un bassin profond, qui présente une bathymétrie complexe, puisque les pélites (nephelites) sont l'équivalent longitudinal vers le N et latéral vers l'E des turbidites du N de Trařton et de celles de l'écaille de Prostovitsa. Malheureusement, ceci n'a pas pu être vérifié par l'étude du sens des paléocourants.
- Le dépôt s'est fait au-dessus du niveau de compensation des carbonates, entre 500 et 1500 m dans le domaine marin plus profond océanique (MMGT; 1974), en milieu réducteur.
- l'Association illite-chlorite-micas (présents dans les grès) est caractéristique du flysch (Kubler, 1970).

2. Ensemble B (fig. 38)

Cet ensemble a été défini p. 60.



Les flèches indiquent le sens des paléocourants.

2.1. Lithologie

2.1.1. Résultats

a) Grès :



LEGENDE DU TABLEAU LITHOLOGIE DES GRES

- L₁ = grès,
- L₂ = pélite,
- L₃ = conglomérat,
- L₄ = pélite à galet.

- G₁ = siltstones fins,
- G₂ = siltstones fins silteux,
- G₃ = siltstones grossiers gréseux,
- G₄ = grès fins silteux,
- G₅ = grès fins silteux légèrement conglomératiques,
- G₆ = grès fins gréseux,
- G₇ = grès moyens
- G₈ = grès grossiers.

- P₁ = litharenite sedarenite calclithite,
- P₂ = litharenite volcanicarenite,
- P₃ = sublitharenite volcanicarenite,
- P₄ = sublitharenite sedarenite calclithite,
- P₅ = quartzarenite.

- M₁ = immature
- M₂ = submature

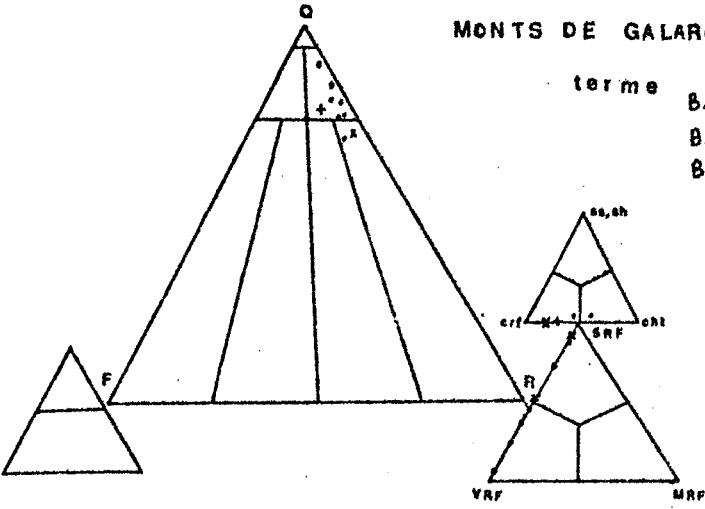
LIEU	LITHOLOGIE DES CRES											MATUREITE		Z mat. argill.	Z ciment CaCO ₃							
	DE TERRAIN			GRANULOMETRIE (fig. 40)								M1	M2									
ENSEMBLE - TERME - COÛBE	L1	L2	L3	L4	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	P1	P2	P3	P4	P5					
B - 1 (III)																						
MONTS DE GALARO	B - 2 (III)	a1	a1		a2			a1				r	a1		a1		a2	a	a	1 à 13%	7 à 23%	
	B - 3 (III)																					
FLANC W	B - 1 (VIa)																					
MONT	B - 2 (VIa)	a	a	a				a														
OBSERVATOIRE	B - 3 (VIa)																					
FLANC E	B - 1 (IX)																					
MONT	B - 2 (IX)	a	a																			
OBSERVATOIRE	B - 3 (IX)																					
MONT NE	B - 1 (XI)																					
A. ATHANASIOS	B - 2 (XI)	a	a					a														
	B - 3 (XI)																					
MONTS DE GALARO	B - 4 (III)																					
	B - 5 (III)	a	a	a				a				r	a									
FLANC W	B - 4 (VIa)	a	a					a														
MONT	B - 5 (VIa)	a	a																			
OBSERVATOIRE																						
ANTICLINAL	chenal	a	a	a	a			a														
ROUPAKIA	interchenal	a	a	a																		
	(éch. 125 à 135)	a	a																			
FLANC E	B-4 (IX), B-5 (IX)	a	a	a				a														
MONT																						
OBSERVATOIRE	B-6 (IX), B-7 (IX)	a	a	a				a														
MONT NE	B - 4 (XI)	a	a																			
A. ATHANASIOS	B - 7 (XI)	a	a					a														



PARAMETRES GRANULOMETRIQUES DES GRES LIEU ENSEMBLE - TERME - COUPE		Médiane (fig. 4)	er percentile (grain maximum)	Classement	Asymétrie	Angulosité
		Md (ou M) ϕ	C ϕ	σI ϕ	SKI	KG
MONTS DE GALARO	B-1 (III) et B-2 (III) et B-3 (III)	2,3 < Md < 5,5	0 < C < 3	mal classé 0,9 < σI < 1,64	"fine-skewed" 0,04 < SKI < 0,38	variable 0,71 < KG < 1,39
FLANC W MONT OBSERVATOIRE	B-3 (VIa)	2,4 < Md < 2,7	0 < C < 1	mal classé 1,33 < σI < 1,64	"fine skewed" 0,28 < SKI < 0,374	leptoleurtic 1,24 < KG < 1,78
MONTS DE GALARO	B-4 (III) et B-5 (III)	2,3 < Md < 5,5	0 < C < 3	mal classé $\sigma I = 1,4$	strongly "fine skewed" SKI = 0,335	leptokurtic KG = 1,24
FLANC W MONT OBSERVATOIRE	B-4 (VIa) et B-5 (VIa)	1,7 < Md < 4,5	0 < C < 2	mal classé 0,74 < σI < 1,66	"fine-skewed" -0,15 < SKI < 0,56	variable 0,79 < KG < 1,8
ANTICLINAL de ROUPAKIA	chenal interchenal	2,5 < Md < 4,1 3,3 < Md < 4,7	-1 < C < 2 1 < C < 3	mal à modérément classé 0,74 < σI < 1,6 0,76 < σI < 1,53	variable -0,15 < SKI < 0,4 0 < SKI < 0,26	variable 0,79 < KG < 1,7 0,88 < KG < 1,8
FLANC E MONT OBSERVATOIRE	B-6 (IX) et B-7 (IX)	1,9 < Md < 3,2	1 < C < 2	mal classé 1,78 < σI < 1,14	variable -0,28 < SKI < 0,19	variable 0,82 < KG < 1,2

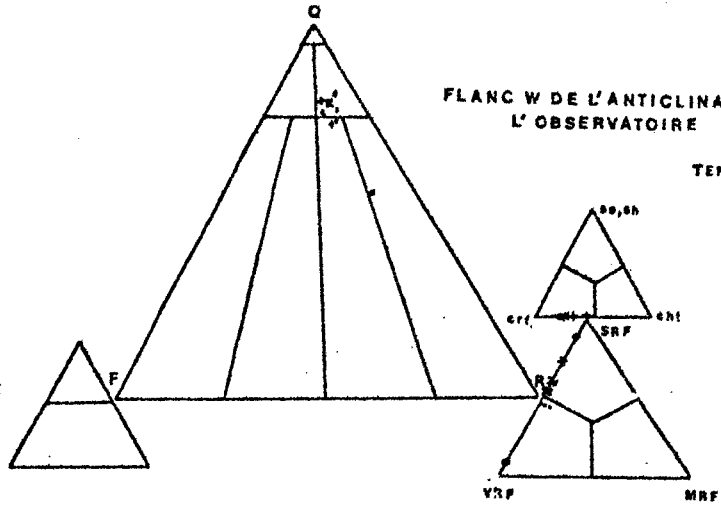
MONTS DE GALARO

terme
B.1-III •
B.3-III †
B.5-III ×

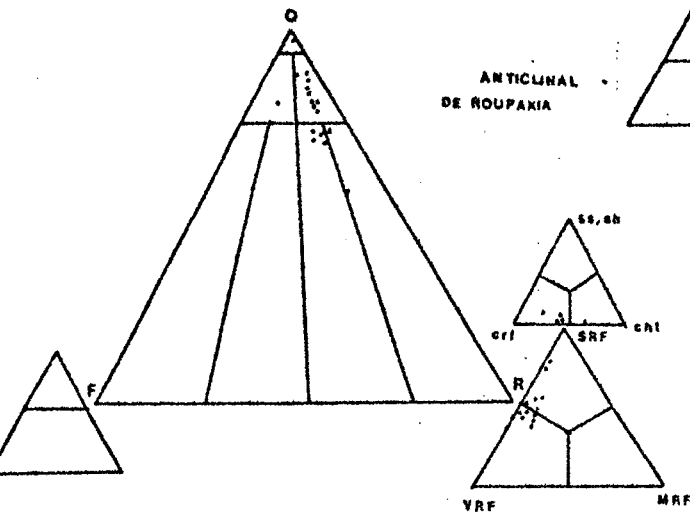


FLANC W DE L'ANTICLINAL DE L'OBSERVATOIRE

TERME
B.3 •
B.4 ×
B.5 •
B.4-5 †



ANTICLINAL DE ROUPAXIA



FLANC E DE L'ANTICLINAL DE L'OBSERVATOIRE
TERME B.6-IX •

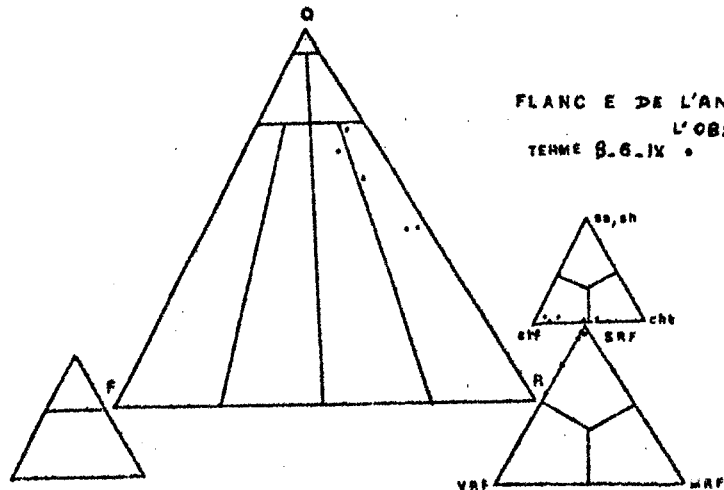
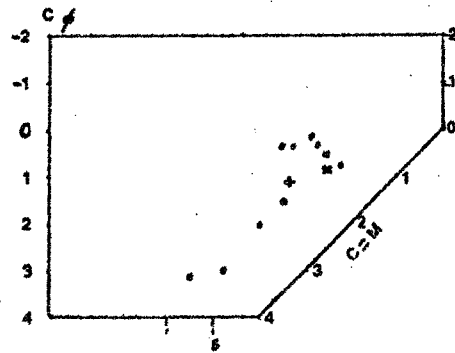
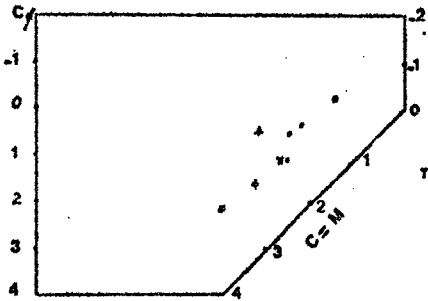


Fig. 39. Pétrographie des grès de l'ensemble B



MONTES DE GALARO

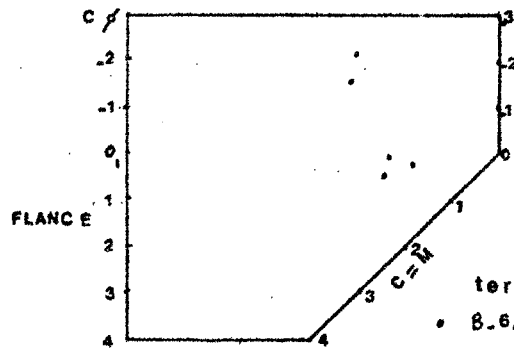
terme B.1.III •
 B.3.III +
 B.5.III x



FLANC W

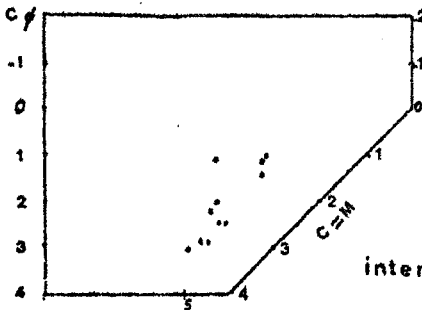
TERME .3 •
 B -4 x
 -5 •
 -45+

ANTICLINAL DE L'OBSERVATOIRE



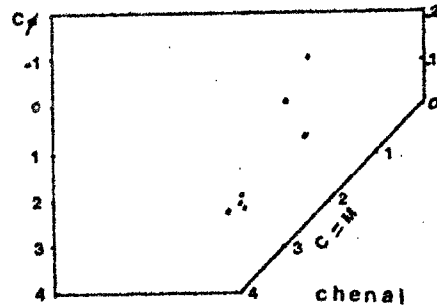
FLANC E

terme
 • B.6.IX



ANTICLINAL
 DE ROUPAKIA

interchenal



chenal

Fig. 40. Granulométrie des grès de l'ensemble B (courbes C-M, Passega)



b) Remarque sur les conglomérats et les pélites à galets

Les galets sont des calcaires des séries du Pinde-Olonos et de Gavrovo-Tripolitza ; des grès des séries du Gavrovo-Tripolitza ou du Pinde-Olonos, des radiolarites du Pinde-Olonos, des roches éruptives. Les calcaires sont en plus grand nombre.

Pour les conglomérats, les galets de calcaires sont compris entre 3,5 cm < LS < 35 cm avec LS = la plus grande longueur apparente du galet.

Pour les pélites à galets, les galets de calcaire sont compris entre 4 cm < LS < 27 cm, ceux des grès entre 5,5 cm < LS < 24 cm et ceux de radiolarites entre 5 cm < LS < 15 cm. On observe tout l'éventail granulométrique du graine au bloc.

2.1.2. Conclusions

a) répartition spatiale

Des faits précédents, l'exemple le plus typique est celui du matériel de l'anticlinal de Roupakia (fig. 11). Nous en avons étudié précédemment la stratigraphie et déduit des variations N-S et E-W, à aspect lenticulaire et chenalisé très frappant. Les grès grossiers, conglomérats, pélites à galets (coupes Vb, VIb) emplissent les chenaux, alors que les siltstones, grès fins, pélites (coupes V¹, VIIb) se déposent dans les interchenaux.

b) Genèse des grès, conglomérats, pélites

On peut déduire, des résultats pétrographiques, la nature de la source.

- Le type pétrographique des grès est le suivant : "litharenite ou sublitharenite, sedarenite calclithite ou volcanicarenite", qui correspondent aux "lithic subgraywackes" et à de rares "lithic graywackes" de la classification de Pettijohn (1957).

Les grès contiennent du quartz, des feldspaths alcalins, des feldspaths plagioclases, des fragments de roches sédimentaires (calcaire, chert, grès) en proportion importante et à maximum de calcaire, métamorphiques (metaquartziques comptés au pôle Q, fig. 31), volcaniques (lave, cinérite) en proportion importante ; des minéraux lourds (grenat ...) en quantité faible ; des minéraux argileux et micas (muscovites, chlorites).

Donc,

- pour une pétrographie correspondante, Folk (1968) déduit que la source a subi des déformations verticales, horizontales et une activité extrusive. Les calcilithites sont la preuve de taux d'érosion grand et rapide, mais peu sont des turbidites. Selon cet auteur, dans un bassin de type miogeosynclinal (ex : flysch de Goumeron), on s'attendrait à trouver des phyllarenites (fig. 31) ; alors que les volcanicarenites et les plagioclases-arenites caractérisent les eugeosynclinaux. A cela, on répondra que le métamorphisme faible produit lors du début de la tectonisation de la source expliquerait la faible quantité de matériel métamorphique, que l'émersion suivie d'érosion des zones du Tripolitza jusqu'à son socle et du Pinde-Olonos alimente en matériel le flysch du Gavrovo ; que le matériel quartzeux de ce flysch peut provenir de la remobilisation des flyschs du Tripolitza et du Pinde-Olonos par un phénomène autophagique que le matériel éruptif peut provenir de la formation à blocs (De Wever, 1976).

- pour Pettijohn (1957), les "lithic subgraywackes" abondants ici sont fréquents dans le milieu deltaïque et rares dans les turbidites, alors que les "lithic graywackes" sont eux caractéristiques des turbidites. On peut répondre à cela que le milieu de dépôt où se sont déposés ces grès, étant du type cône profond, comme nous le verrons par la suite, le matériel gréseux provenait d'un milieu deltaïque et était amené par canyon au cône profond ; d'où le mélange possible des caractères pétrographiques typiques d'un milieu.

- si l'on compare les grès étudiés avec ceux du flysch de Gavrovo (Mansy, 1969 ; Maillot, 1970), du 1er et du 2ème flysch du Pinde-Olonos (Mansy, 1969 ; Mania, 1970 ; Maillot, 1970) et avec les éléments de la "formation à blocs" (De Wever, 1975, 1976), on constate que :
 - les grès du flysch du Gavrovo contiennent quartz, feldspath, micas en proportion importante ; or j'ai surtout observé l'abondance de quartz et de fragments de roches, ceci implique des variations dans les apports.

- . les grès du 2ème flysch du Pinde-Olonos contiennent du quartz, feldspaths alcalins et plagioclases, micas.
- . la formation à bloc contient des blocs de nature sédimentaire de la série du Pinde-Olonos et du Gavrovo-Tripolitza et de nature éruptive : pyroclastites, laves, roches grenues, que j'ai retrouvé en éléments dans les grès étudiés.

On note donc des variations dans la composition pétrographique des grès entre les flyschs du Pinde-Olonos et du Gavrovo ; seuls les conglomérats vont nous permettre de préciser la provenance du matériel du flysch du Gavrovo.

- Les conglomérats contiennent des galets de calcaire d'âge différent et de radiolarite du Pinde-Olonos, donc la série entière est représentée, des calcaires du Gavrovo-Tripolitza, des roches volcaniques, des grès qui peuvent provenir des séries du Pinde-Olonos ou du Gavrovo-Tripolitza.
- Les minéraux argileux des pélites sont limités, il s'agit de l'illite, de la chlorite et peut être de la kaolinite. L'illite provient de l'attaque des orthoclases en milieu basique, les chlorites peuvent provenir des roches métamorphiques. L'association précédente est caractéristique du flysch (Kubler, 1970).

En conclusion, les galets des conglomérats sont venus confirmer les conclusions établies pour les grès : des fragments de roches de la zone du Gavrovo-Tripolitza, du Pinde-Olonos, des roches éruptives se retrouvent dans les sédiments étudiés. Ceci nous renseigne sur l'émersion et l'érosion de la zone du Pinde-Olonos et de Tripolitza à cette époque et sur l'existence de phénomène autophagique entre le flysch du Gavrovo et le flysch du Tripolitza, du Pinde-Olonos et la formation à Blocs.

c) Mécanisme du dépôt

La granulométrie permet de déterminer les mécanismes du dépôt. Les grès sont des grès fins-siltstones dans les interchenaux, grès fins-grossiers dans les chenaux, le stade est immature à submature, usuel dans le flysch et signe d'une sédimentation rapide.

A partir des diagrammes C - M (Passega, 1969) des coupes étudiées (fig. 40), on en déduit :

Monts de Galaro	courant de turbidité (turbulence moyenne)
Flanc W de l'anticlinal de l'observatoire	courant de turbidité (turbulence moyenne)
Anticlinal de Roupakia	
chenal	courant tractif
interchenal	courant de turbidité
Flanc E de l'anticlinal de l'observatoire	courant tractif

Selon cet auteur, les courants de turbidité déposent des turbidites, les courants tractifs des undaturbidites (Passega, 1964).

Mais, selon Carter (1975), les processus de transport peuvent être plus variés que les deux types de courant proposés ci-dessus :

- les pélites sont des nephelites issues de suspensions pélagiques boueuses ;
- les grès ou les alternances de grès et pélites peuvent être :
 - o des turbidites, issues de courant de turbidité (fluide turbulent),
 - o des fluxoturbidites (Dzulynski et al, 1959), issues de fluide turbulent au sommet et laminaire à la base, que l'auteur assimile à un courant tractif,
 - o des flowites , issues de coulées sableuses (fluide laminaire à faible viscosité).

- les conglomérats sont des flowites, issues de coulées sableuses (fluide laminaire à faible viscosité),
- les pélites à galets sont des flowites, issues de coulées boueuses (fluide laminaire à forte viscosité).

Remarque :

Dans les océans actuels, sur la pente continentale, on distingue deux types de courant le long du fond :

- des courants de turbidités, courants tractifs (?), coulées boueuses et sableuses, dévallant les pentes et créant un cône sous-marin profond à chenaux et interchenaux par le dépôt de leur produit que l'on appelle les turbidites et faciès associés.
- des courants profonds, résultat de la circulation thermohaline, lents et donc capables de transporter uniquement des particules fines, triant les sédiments et circulant au pied des marges continentales selon les isobathes, et qui produisent des contourites, qui reprennent en général les turbidites pour les mieux classer (Nelson, Mutti, Ricci-Lucchi, 1975).

Seuls, les turbidites et faciès associés sont présents ici, ce qui exclut la présence de courants parallèles à la direction de la pente sous-marine.

d) Chimie du dépôt

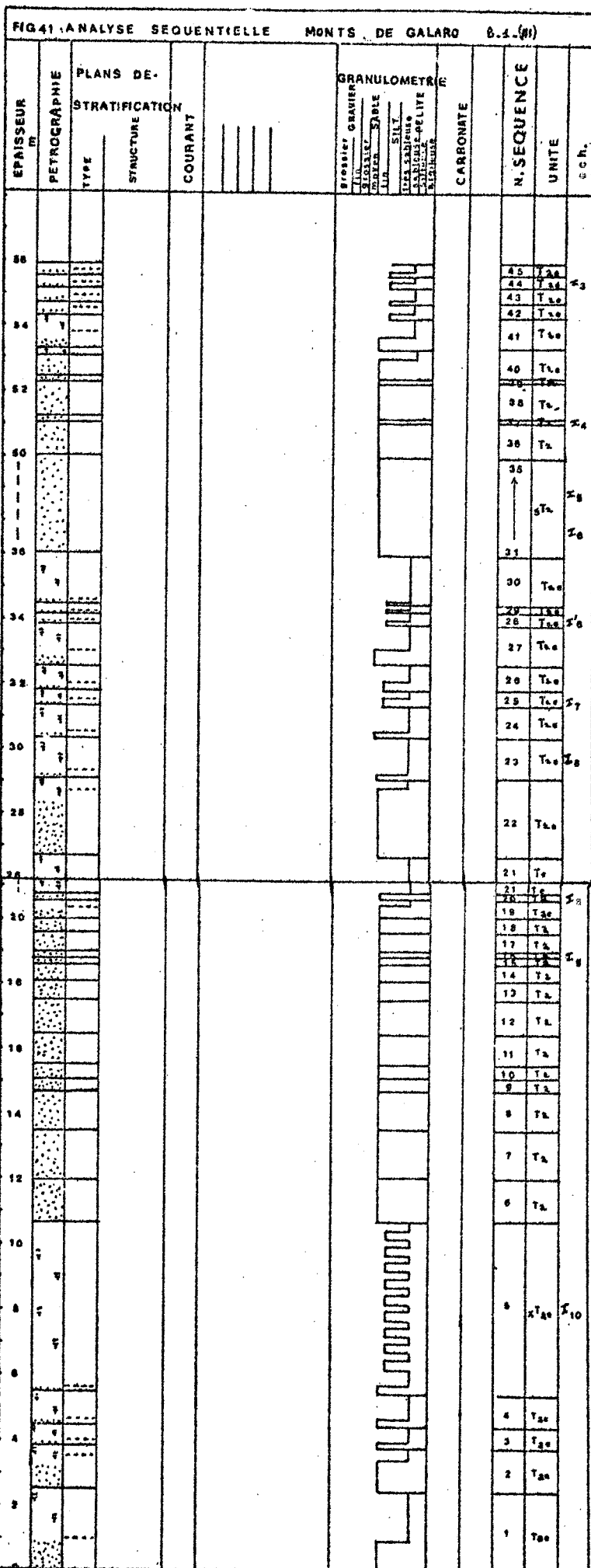
La couleur bleue des pélites indique un milieu réducteur. Le ciment est exclusivement calcitique (sparite) : 5 à 30% ; il s'agit de calcite d'origine chimique, précipité dans les vides, la cimentation pouvant être précoce ou tardive.

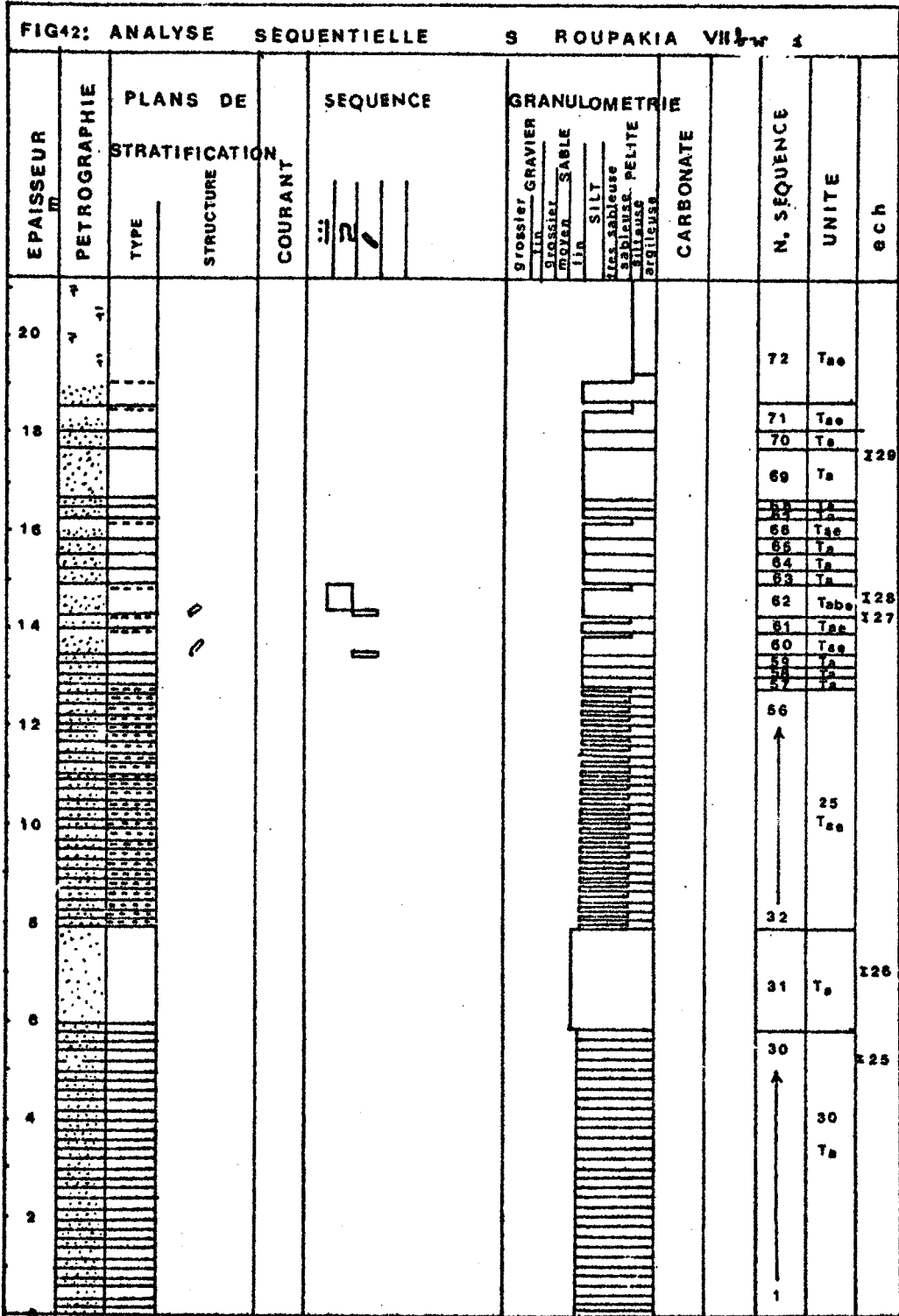
e) Remarque

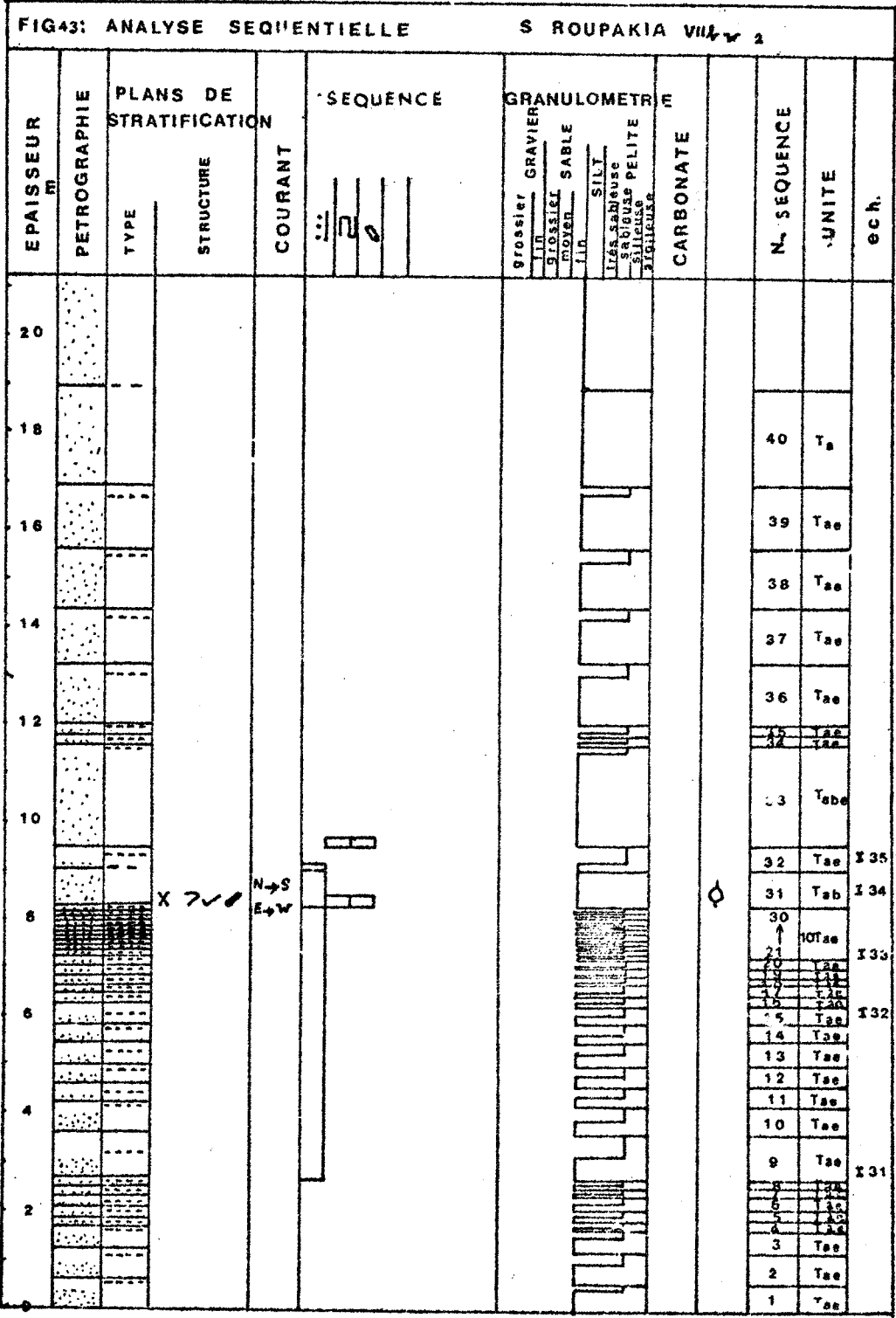
Un essai de corrélation lithologique a été tenté mais a échoué, aucune corrélation fine, terme à terme, ne sera proposée.

2-2. Etude séquentielle

2.2.1. Résultats







LIEU	analyse séquentielle N°	grès pélite	épaisseur statistique moyenne des séquences	nature des séquences					N° figure
				Ta-e	Ta	Tae (Walker, 1965)	Tabc	Te	
ENSEMBLE - TERME - COUPE									
MONTS DE	col. III	0,6	-	-	-	-	-	-	41
GALARO	terme B-1 (III)	1,6	0,4-1m	a	a	a	r		
MONT DE	col. VIII	2	Ta (0,5-2m)	a	a	a			
L'OBSERVATOIRE	col. VIa	0,8	Ta (1-2m)	a	a	a			
FLANCS W et E	col. Va	1,8	-	a	a	a			
	col. IX	1,2	-	a	a	a			
	terme B-4 (IX)	0,54	(voir analyse mégarhythmique)	a	a	a			44
ANTICLINAL	col. Vb	1,1	Ta : 2m (15m maximum)	a	a	a			
DE	chenal	1,4	Ta (2m) ; Tae (0,1-0,5m)	a	a	a			
	col. VIb	0,5							
DE	col. V'	0,5	Tae (0,1m)			a			
	interchenal	0,4				a			
ROUPAKIA	col. VIIb	5,2	-			a			
	col. VIIb-w	2,5	0,1-0,2m	a	a	a			42
	col. VIIb-w	2,5	0,04-0,2m			a			43
MONT NE	1	1,7	0,02-0,04m			a			
	terme B-5 (XI)	0,78	0-0,02m			a			
A. ATHANASIOS	2					a		a	

Légende : a : abondant
r : rare
blanc : absent
- : non effectué



2.2.2. Conclusion

a) Répartition spatiale (fig. 11)

Des faits précédents, l'exemple le plus typique est celui du matériel de l'anticlinal de Roupakia (fig. 11). Nous en avons étudié précédemment la stratigraphie et la lithologie ; l'analyse séquentielle vient étayer l'hypothèse de chenaux et interchenaux. Puisque selon Nelson et Nilsen (1974), les chenaux ont un rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}} > 1$, Ta et Tae dominant, épaisseur maximum grande : 15 m dans le cas présent et les interchenaux un rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}} < 1$, Tae dominant (non observé ici, Tae seul présent), épaisseur moyenne faible (0,02 - 0,2 m dans le cas présent).

b) Milieu sédimentaire

L'analyse séquentielle de type Bouma (1962) n'est jamais applicable, car nous observons des Ta, Tb ou des Tae (AE, Walker, 1965), des conglomérats, des pélites à galets, des slumps (Kalfaïkos), et jamais de séquences Ta-e complètes.

On observe donc les faciès A, B, E, F définis par Ricci-Lucchi (1975).

2.3. Etude mégarythmique

Quatre études mégarythmiques ont été réalisées :

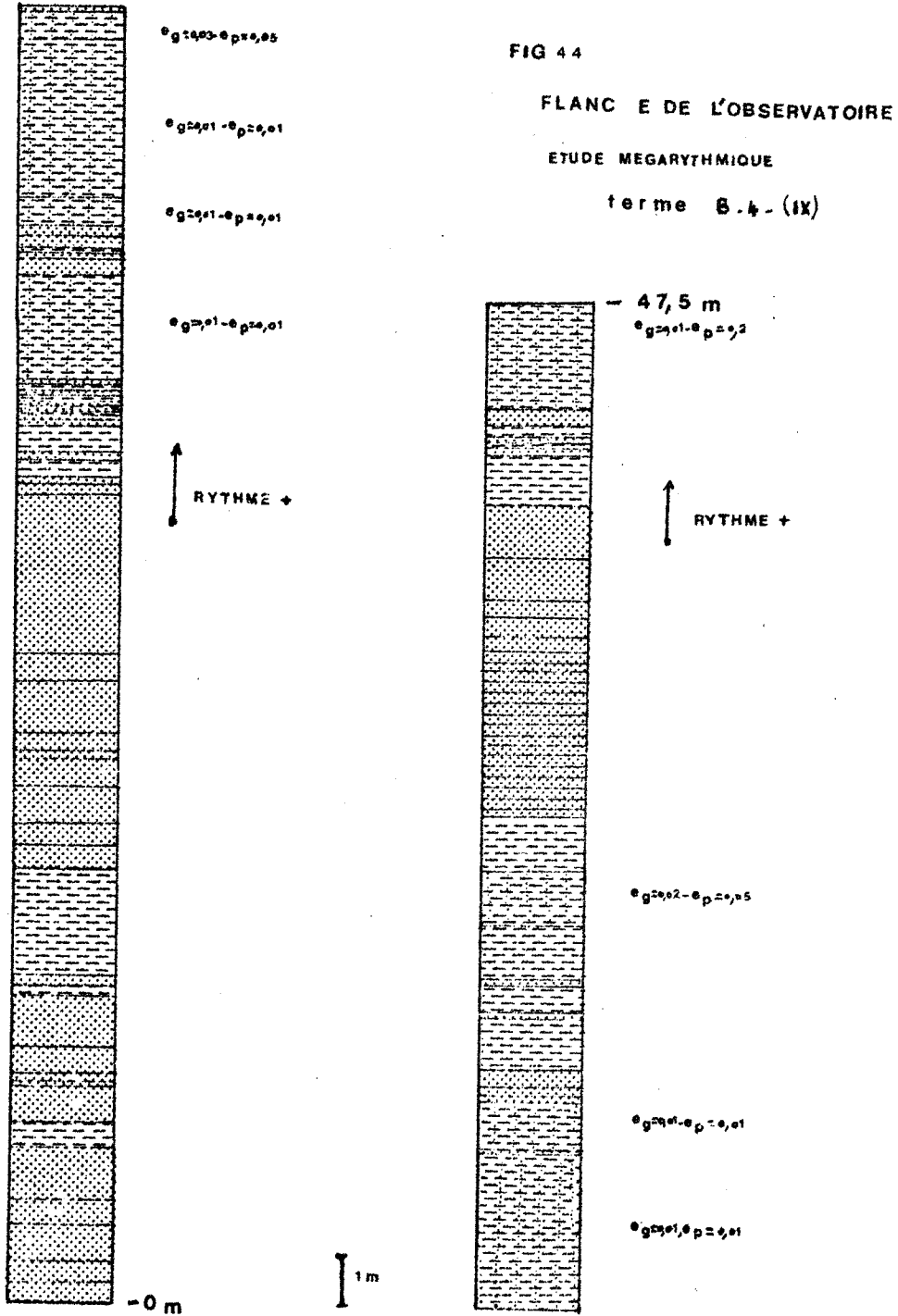
- l'une dans les monts de Galaro, terme B-1-(III), observable sur la fig. 41,
- deux autres sur le flanc W de l'anticlinal de Roupakia VII bw, observables sur les fig. 42, 43,
- la dernière sur le flanc E de l'observatoire (terme B-4-IX) (fig. 44).

étude mégarythmique de l'eau	nature du mégarythme	épaisseur d'un rythme	Remarques
Monts de Galaro Série B-1 (III) (fig. 41)	+	10-15 m	<p>Tae mince (sommet)</p> <p>↑</p> <p>Ta ou Tae épais (base)</p> <p>nombre de séquences dans un rythme variable</p>
Anticlinal de Papakia Série II bw (fig. 42,43)	+	5-10 m	<p>Tae mince (sommet)</p> <p>↑</p> <p>Ta ou Tae épais (base)</p> <p>nombre de séquences dans un rythme : environ 30</p>
Planc E de Anticlinal de Observatoire Série 4- (IX) (fig. 44)	+	10-20 m	<p>répétition de rythmes complexes</p> <p>Tae (eg=0,01m, ep=0,2m) et pélite (sommet)</p> <p>↑</p> <p>Tae (eg=0,01m - ep=0,01m)</p> <p>Ta (0,1 à 3 m) (base)</p> <p>nombre de séquences dans un rythme : variable</p>

En conclusion :

Les mégarythmes + sont significatifs, car Ricci - Lucchi (1975) a établi qu'ils représentent 80% des cycles chenalisés et existent dans la partie interne d'un cône sous-marin d'eau profonde.





eg = épaisseur d'un banc de grès (m)
ep = épaisseur d'un lit de pélites (m)



2.4. Etude des figures et structures sédimentaires

La classification suivie a été établie par Dzulynski et Sanders (1962), telle qu'elle figure in Lanteaume et al. (1967).

2.4.1. Figures sédimentaires (structures externes)

Des "flute-casts", des "groove-casts", des "bounce-casts", des "brush-casts" et quelques "flute-casts" en tire bouchon et des "ridges" permettent l'étude des paléocourants et la détermination de la polarité des couches.

Remarque : dans les siltstones d'épaisseur faible, seules des marques d'outils sont observées, alors que les flute-casts s'observent à la base de bancs épais de grès fins et grossiers.

Au N de Roupakia (fig. 45), sur 30 m, s'observe l'emboîtement de chenaux, épais chacun d'un mètre, obliques par rapport au plan de coupe N-S, d'où la direction des chenaux est indéterminée.

Seules les figures de charge ont été observées dans les marques d'interface.

2.4.2. Structures sédimentaires (structures internes)

- granoclassement :

Mentionné lors de l'analyse séquentielle (fig. 43) sur le flanc W de l'anticlinal de Roupakia, cette structure est caractéristique de Ta qui est, dans le flysch étudié, le plus souvent homogène.

ex de granoclassement : éch. I35

a	↑	argile
b	↓	silt grossier sableux
	↑	silt fin
	↓	silt grossier sableux
c	↑	silt fin
d	↓	silt grossier sableux

Le banc 31 en est formé d'une multitude (éch. I35 ne représente qu'une partie de ce banc).

- lamination : elle est représentée par des dépôts de restes charbonneux et de lamelles micacées, elle caractérise Tb (fig. 43).
- lamination oblique : elle caractérise Tc, qui a été rarement observé dans l'ensemble B
- stratification oblique :
 - . "Ripple cross-stratification". Des sommets de bancs avec des "ripple-marks" linguïdes ont été observés près de Manesi (photo) (sens des courants E → W). Des "ripple cross-stratification" ont été trouvées sur le flanc W de l'observatoire (matériel de l'anticlinal de Roupakia) ; ils pourraient être le résultat de courants tractifs N → S.
 - . Stratification oblique ne se rapportant pas aux rides de courant près de Manesi au niveau du chenal décrit au N de Roupakia (fig. 45).

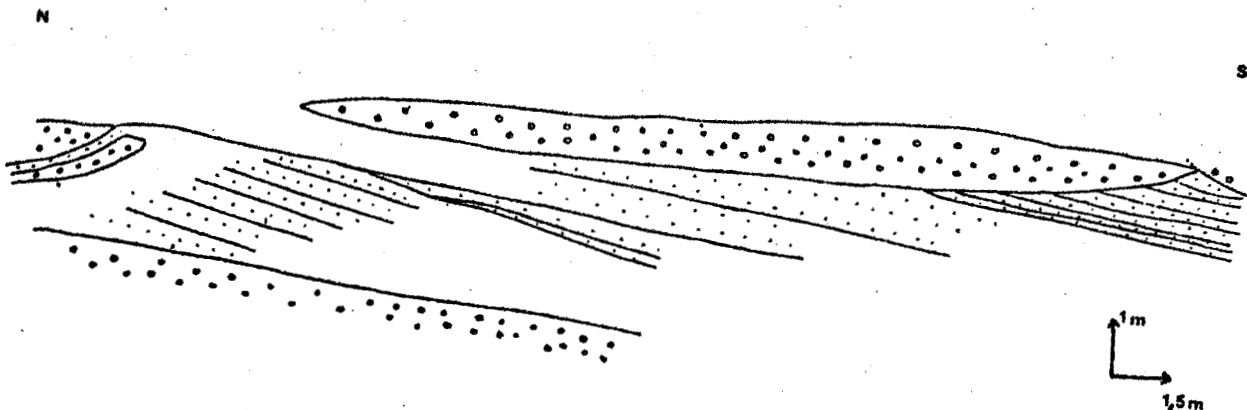


Fig. 45 Chenal au N de Roupakia

- "convolute lamination" : non observé
- coulées de sédiments : (voir lithologie, p. 35)
- "slumps"

Un très bel exemple de glissement synsédimentaire (slumping) est celui du Kalfaikos (photo), qui présente un écoulement de l'E vers l'W et qui témoigne donc d'une pente sous-marine pentée W en cet endroit.

2.5. Ichnologie et Micropaléontologie

On observe de nombreuses pistes et terriers et des traces fossiles déterminées par M. Ksiazkiewicz :

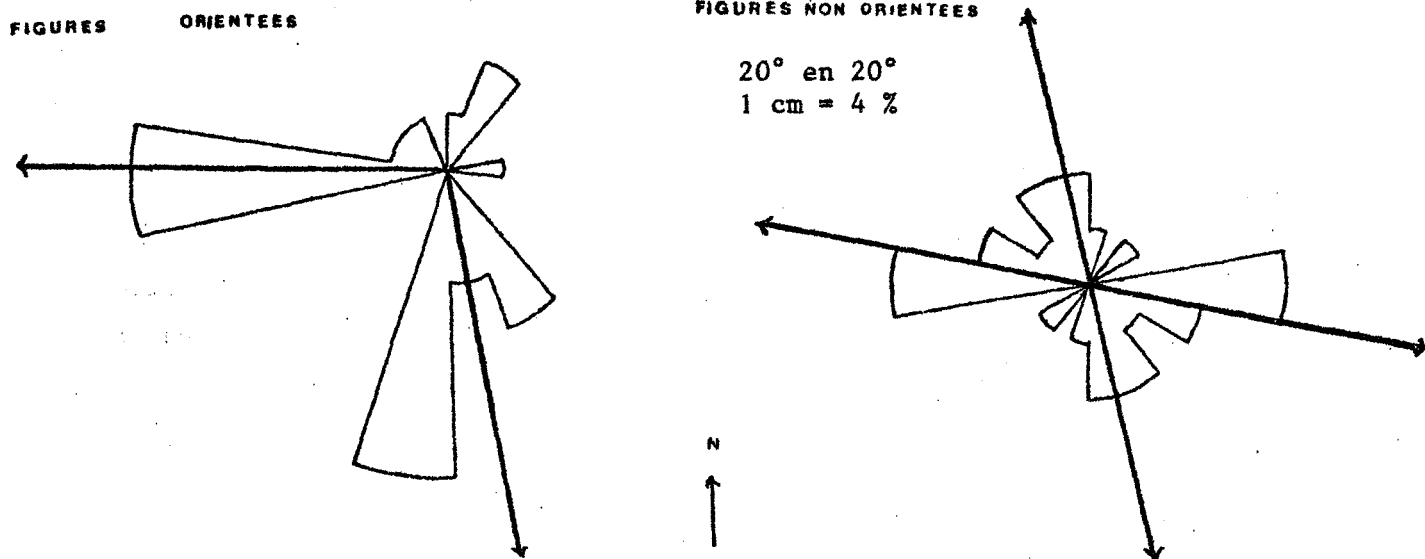
- Scolicia ?
- Taphrheminthopsis SACCO
- Helminthopsis HEER
- Paleodictyon

La présence de Paleodictyon, d'après Ksiazkiewicz (1970) est une indication de milieu profond.

La microfaune planctonique (globigérine) est importante au niveau des termes les plus pélitiques, alors qu'elle est rare dans les termes plus gréseux (turbidites et faciès associés) ; les conclusions bathymétriques (500-1500 m) sont identiques aux précédentes (com. or G. Bizon).

2.6. Reconstitution du sens des courants (fig. 46)

Fig. 46. Rosettes de courant de l'ensemble B



	n	\bar{x}	R	L%	σ^2	p 95	P 99	F	σ	$\bar{x} \pm \sigma$
figures orientées	24	172	9,72	97,28	199,66	3,18	5,37	54	14,13	172 ± 14
	2 modes									
	10									
	6	272,3	5,93	98,98	80,66	5,05	10,97	133	8,98	272 ± 9
figures non orientées	12	100-288	4,89	97,8	180,8				14	100-280 ± 14
	2 modes									
	5									
	5	166-346	4,83	96,62	279,3				17	166-346 ± 17

Les mesures ont été traitées sur canevas de Schmidt afin de replacer les plans de stratification à l'horizontale ; la bimodalité de la répartition nous a obligé à scinder les mesures.

La signification des lettres est la suivante :

n = effectif (nombre de mesures)

\bar{x} = moyenne vectorielle

R = grandeur absolue du vecteur résultant

L% = grandeur de R relative au nombre de mesure

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{(n - 1)} = \text{variance}$$

p 95% et p 99% = valeurs significatives pour 95% et 99% de l'effectif d'après les tables de Fisher

F = rapport de la variance observée sur la variance de la distribution uniforme

σ = écart type

Ce test de validité des résultats a été établi par Potter, Pettijohn (1963) ; la validité est exprimée par p 99; p 95 < F.

On a bimodalité du sens des courants, un sens grossièrement N → S marqué surtout par les flute-casts et les prod-casts, un sens grossièrement E → W marqué par les prod-casts.

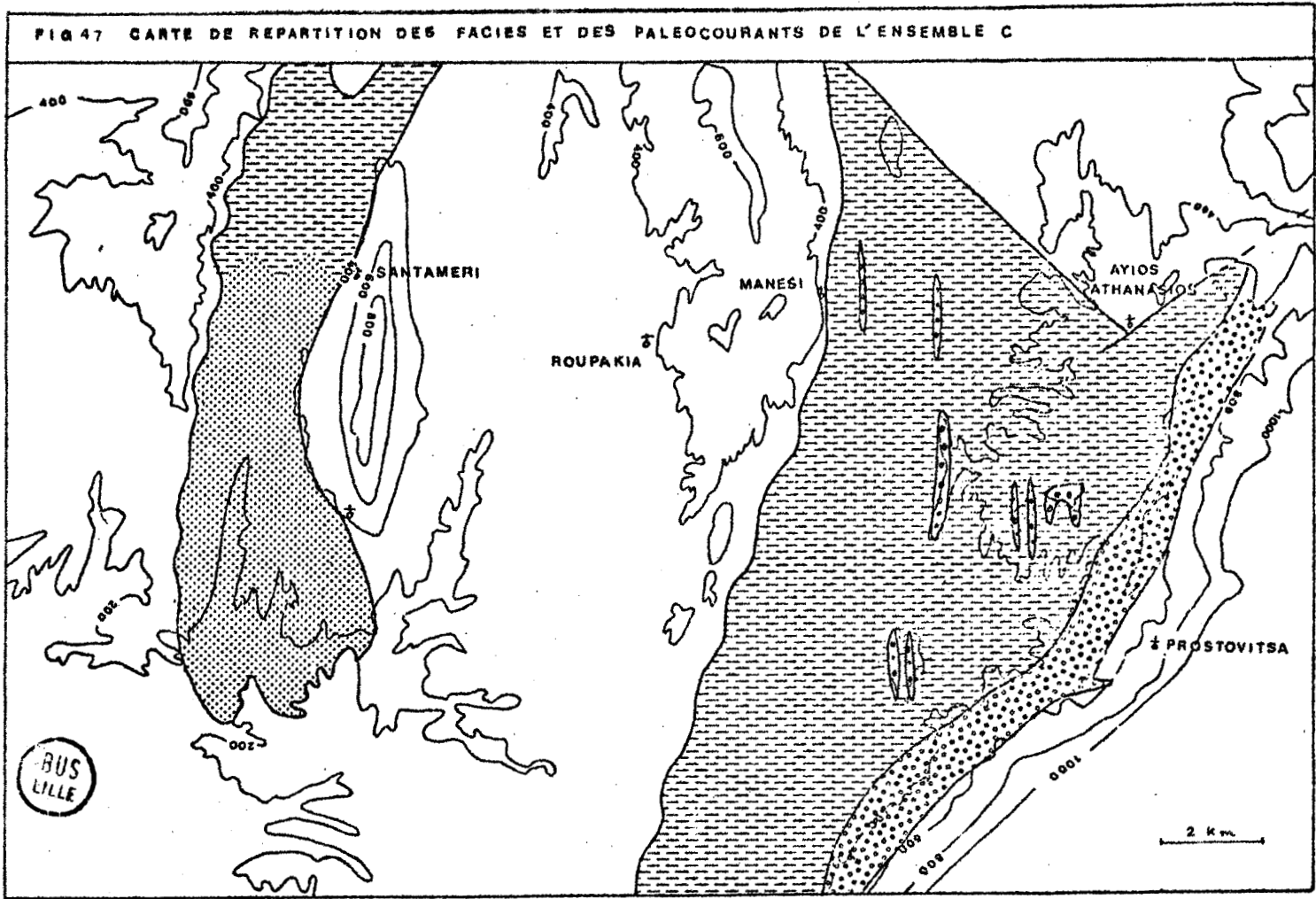
En un seul endroit (Kalfaiikos) a été observé un slumping qui donne une pente sous-marine pentée W ; il n'est pas possible d'en déduire la pente pour tout le secteur étudié. Le bassin peut être complexe avec des pentes à multiple orientation qui produirait la bimodalité des courants.

2.7. Reconstitution paléogéographique

La lithologie, l'analyse séquentielle, l'analyse mégarythmique nous permettent de classer les sédiments rencontrés d'après la classification des turbidites et faciès associés proposés par Mutti et Ricci - Lucchi (1972) in Ricci - Lucchi (1975) et de reconstituer le milieu en comparant avec le modèle du cône sous-marin en eau profonde des auteurs précédents. Les faciès A, B, E, F et les mégarythmes + permettent de classer ces sédiments dans la partie interne d'un cône sous-marin en eau profonde. Ce cône est recoupé par des vallées dans lesquelles les dépôts sont plus grossiers (lentilles conglomératiques) ; entre les vallées, les dépôts sont plus fins. Nous avons vu précédemment que ces dépôts n'étaient pas des contourites déposées par des courants de fonds parallèles aux isobathes de la pente ; d'où les courants ne peuvent être que selon la pente sous-marine, ce qui implique que le cône est complexe avec des pentes à multiple orientation avec un entrecroisement de cônes secondaires à direction N → S et E → W.

3. Ensemble C

Cet ensemble C a été défini p. 60



3.1. Lithologie

- les pélites sont identiques à celles étudiées dans les ensembles précédents ;
- les conglomérats lenticulaires, identiques à ceux étudiés dans les ensembles précédents, sont plus épais et plus nombreux ; leur cartographie permet la reconstitution de chenaux dont la pérennité est frappante, mais dont la direction reste hypothétique ;
- les grès sont fins.

3.2. Analyse séquentielle

Non applicable au sens de Bouma (1962), les grès montrent des Ta et Tae. A l'W du Skolis, Ta et Tae sont les séquences les plus représentées avec une épaisseur majeure de 0,04 - 0,1 m, des calcaires micritiques (épaisseur 0,01 - 0,02 m) y sont présents.

3.3. Figures, structures sédimentaires

- Au pied de Prostovitsa, le long de la route de Stavrodromi à Prostovitsa, on observe des "flute-casts" coniques, en tire bouchon (photo) dont certains présentent une morphologie en terrasse s'accompagnant de bourrelets de surcreusement en croissant. Le sens du courant est N → S. Ce banc de grès présente un chenal décimétrique rempli de galets, oblique par rapport à la direction N - S.
- Un bel exemple de granoclassement répété (photo) est donné par les conglomérats du mont au S d'Ayia Athanasios.

3.4. Ichnologie et micropaléontologie

Les traces fossiles, inexistantes à l'E du Skolis, sont présentes à l'W : Paleodictyon.

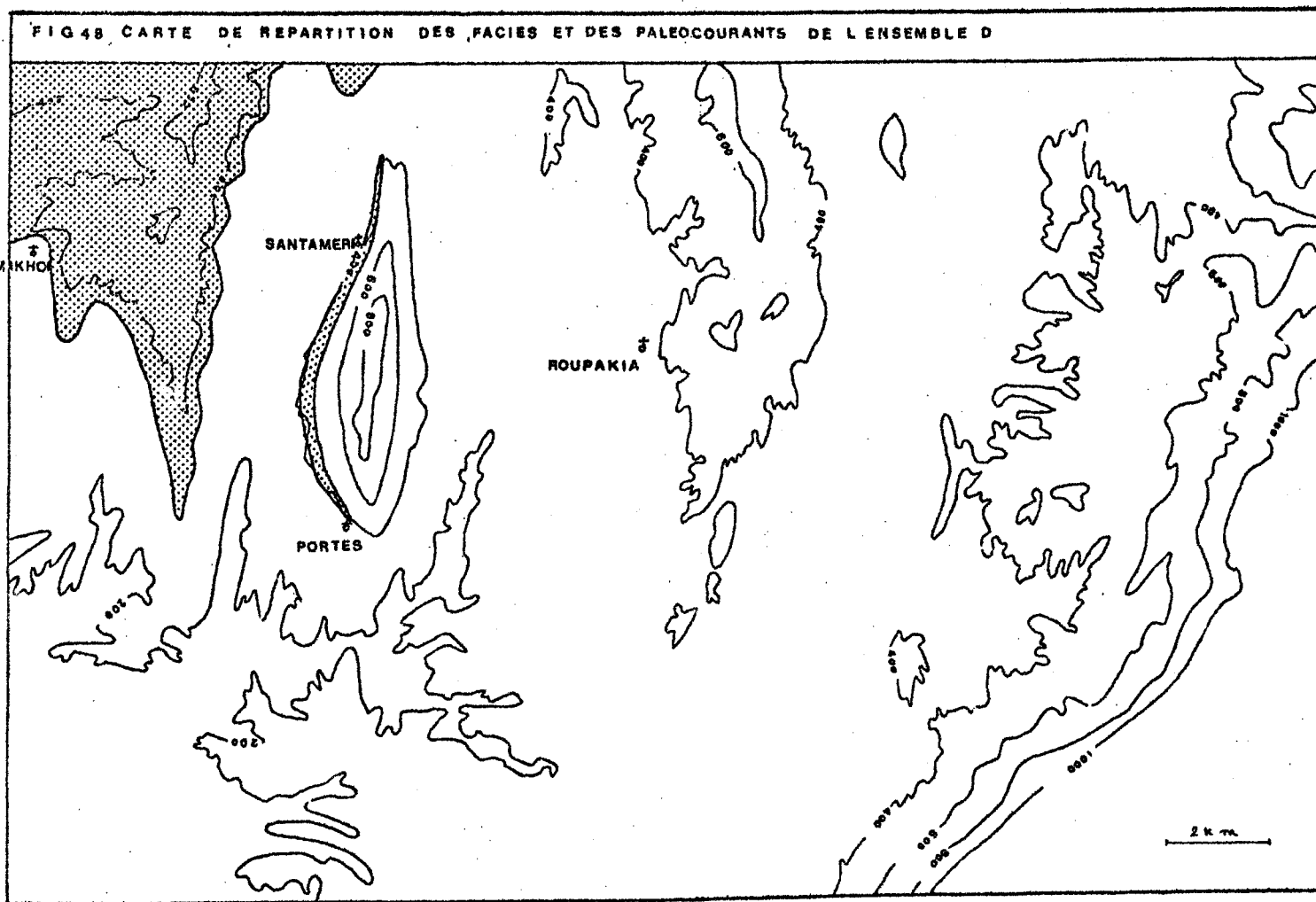
La microfaune planctonique est abondante dans les pélites, on en tirera les conclusions bathymétriques (500 - 1500 m) identiques aux précédentes.

3.5. Reconstitution paléogéographique

L'épisode pélitique est lié à un approfondissement du bassin (milieu pélagique) ou à une variation des apports. Les conglomérats sont situés dans des vallées distributrices entaillant les pélites du bassin, mais de direction inconnue.

4. Ensemble D (fig. 48)

Cet ensemble a été défini p. 61



4.1. Lithologie (fig. 49)



4.1.1. Résultats

Les pélites sont présentes, les conglomérats rares, les grès sont des :

- grès fins silteux, grès moyens, grès grossiers légèrement conglomératiques,
- "litharenite sedarenite calclithite"
- stade submature
- $0,8 < Md \phi < 3,6$
- $-2 < C \phi < 1$
- σI mal classé, $0,96 < \sigma I < 1,82$
- SKI et KG variable - $0,06 < SKI < 0,29$ et $0,89 < KG < 1,38$
- le % de matrice argileuse est de 0 %
- le % de ciment de calcite (sparite) est de 20 à 64%

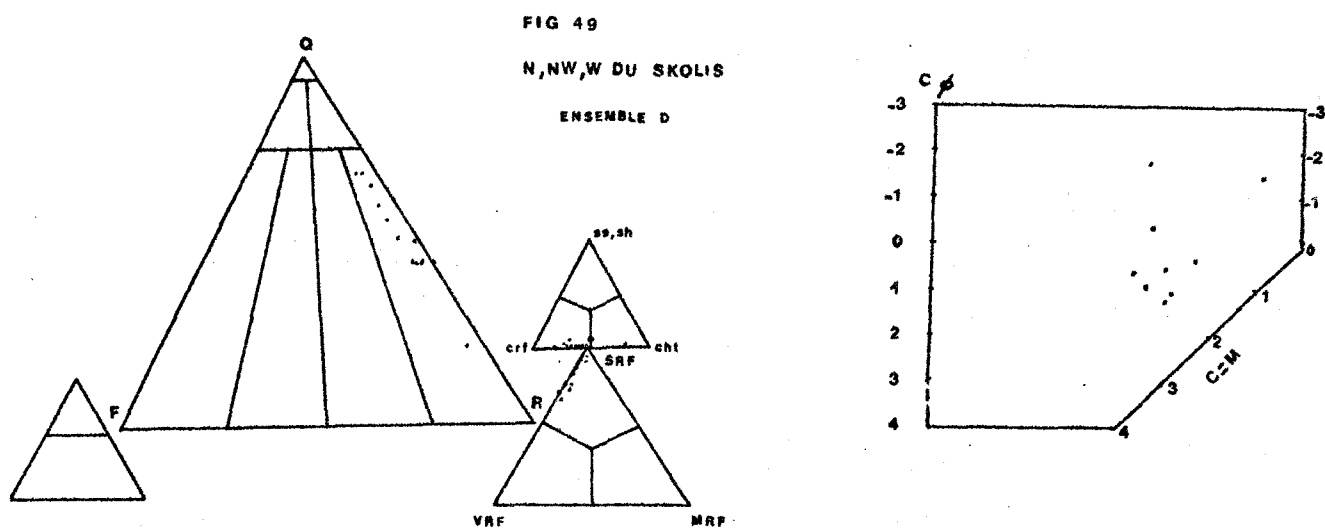


Fig. 49. Pétrographie et granulométrie des grès de l'ensemble D

4.1.2. Conclusions

Le diagramme C-M (fig. 49) indique un dépôt par courant tractif. Ces grès sont semblables à ceux décrits dans l'ensemble B, mis à part la plus forte teneur en ciment de calcite de l'ensemble D, lié à une circulation de CaCO_3 plus importante dans un matériel à porosité plus grande.

4.2. Analyse séquentielle

Elle est localisée à la base de l'ensemble D (colonne I) sur le chemin de Moni Maritsis. Elle montre des Ta et des Tae avec un maximum de Tae, une épaisseur moyenne statistique de 0,04 à 0,1 m et un rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}} = 1,5$; le rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}}$ total pour l'ensemble D est de 2,2.

Sous le chevauchement du Skolis, à la carrière de Santameri, dans des grès que j'assimile à l'ensemble D, Tabc a été observé dans un banc épais de grès grossier. Ces dépôts d'un point de vue génétique sont semblables à ceux de l'observatoire, mais présentent une plus grande continuité, les conglomérats y sont plus rares.

4.3. Figures, structures sédimentaires

Les figures sont presque inexistantes, quelques chenaux métriques sont visibles, le nombre d'indication de courant est très faible.

Un banc montrant des lamines de débris végétaux, des laminations entrecroisées a été observé à la carrière de Santameri.

4.4. Ichnologie et micropaléontologie

Les traces fossiles sont inexistantes, la microfaune est abondante dans les termes pélitiques, rare dans les grès, on en tirera des conclusions bathymétriques (500 - 1500 m) identiques aux précédentes.

4.5. Reconstitution paléogéographique

La différence essentielle avec l'ensemble B est la rareté des lentilles conglomératiques et la continuité beaucoup plus grande des bancs. Il nous est possible de choisir comme reconstitution paléogéographique soit un dépôt de cône sous-marin très large à vallées axiales peu nombreuses dans la partie interne du cône, étant donné le rapport $\frac{\text{grès}}{\text{pélite}}$ important, le faciès C inexistant, soit un remplissage de bassin directement sans l'intermédiaire de cône sous-marin sous forme de large couche continue de turbidites et faciès associés.

5. Reconstitution paléogéographique générale

Elle a été esquissée pour chaque ensemble, nous comparerons ici le flysch de la carte de Goumeron avec le modèle physiographique d'un cône sous-marin et la classification des turbidites et faciès associés, obtenu à partir de cône sous marin actuel et ancien.

La bibliographie est importante, on a consulté : Stanley et Bouma (1964), Von Rad (1968), Shepard et al. (1969), Normark et Piper (1969), Normark (1970, 1971) Walker (1970), Mutti et Ricci - Lucchi (1972), Stanley et Unrug (1972), Middleton et al. (1973), Normark (1974), Nelson et Nilsen (1974), Mutti (1974), Whitaker (1974), Ricci - Lucchi (1975).

5.1. Caractéristiques des cônes profonds modernes et anciens

5.1.1. Modèle physiographique de Normark (1970) et Ricci - Lucchi (fig. 4, 1975)

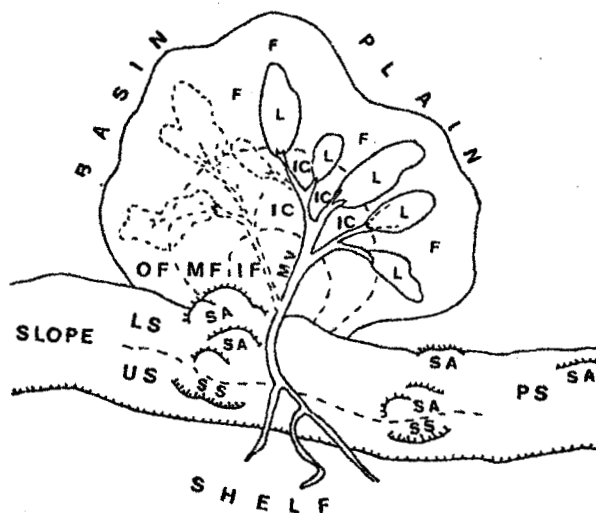


fig. 50 d'après Ricci - Lucchi (1975)

Modèle physiographique de la dispersion des sédiments par la gravité

US = upper slope	PS = passive slope	L = depositional lobe
LS = lower slope	SS = slump scar	F = fringe
OF = outer fan	SA = slump accumulation	
MF = midfan	MV = main valley	
IF = inner fan	IC = interchannel area	

Ces auteurs admettent le modèle de croissance des cônes sous-marins profond suivant : au débouché d'un canyon qui entaille la pente, nous trouvons un cône sous-marin avec une vallée principale et des vallées secondaires continuation du canyon, qui sont temporaires et méandrent sur la partie interne ou médiane du cône ; la partie externe de ce cône voit le dépôt des sédiments en lobe au débouché des vallées secondaires, puis vient le bassin. Un exemple actuel est celui du cône sous-marin de La Jolla avec le bassin central de San Diego (voir références précitées).

5.1.2. Compilation des caractéristiques des cônes sous-marins (Nelson et Nilsen, 1974)

Le tableau 4 de Nelson et Nilsen (1974) nous renseigne sur les caractéristiques du canyon, du cône sous-marin interne, médian et externe et des chenaux, levées et interchenaux.

Le canyon entaille la pente et contient des sédiments grossiers.

Les cônes interne, moyen et externe présentent des chenaux à sédiments grossiers et des interchenaux à sédiments fins, la granulométrie décroît le long du cône et les séquences de Bouma vont des Tae associés à des conglomérats, pélites à galets et slump dans le cône interne à des Tabcde dans le cône médian et à des Tcde dans le cône externe pour arriver aux pélites du bassin.

5.1.3. Classification des turbidites et faciès associés et étude mégarythmique (Ricci - Lucchi, 1975)

On se reportera à Ricci - Lucchi (fig. 4 et tabl. 1, 1975) :

- . dans le cône interne ou moyen, on observe dans les chenaux l'association suivante : A ; B ; E/B ; A / F ; E/D ; E ; de plus les mégarythmes sont +, c'est à dire qu'ils voient l'épaisseur des bancs diminuer vers le haut.
- . dans les lobes de dépôt du cône externe, on observe l'association : (G), D, C, B/C ; les mégarythmes sont -, c'est à dire qu'ils voient l'épaisseur des bancs augmenter vers le haut.
- dans le bassin, on observe l'association D/G

5.2. Comparaison avec le flysch de la carte de Goumeron

CARACTERISTIQUES	ENSEMBLE A	ENSEMBLE B	ENSEMBLE C	ENSEMBLE D
PHYSIOGRAPHIE	<p>bassin allongé parallèlement à la direction structurale N - S des Hellénides ; variation de fond vers le N et vers l'E de la carte de Goumeron ;</p> <p>profondeur 500 - 1500 m</p>	<p>chenaux et interchenaux de la partie interne d'un cône sous-marin profond complexe - pente de direction variable</p>	<p>chenaux creusés dans les pérites d'un bassin</p>	<p>partie interne d'un cône sous-marin profond à rares chenaux ou remplissage continu d'un bassin sans l'intermédiaire d'un cône (?)</p>
REPARTITION SPATIALE DES BANCS	<p>pélite à stratification non distinguable, épaisseur et extension grande avec passage latéral vers l'E et longitudinal vers le N à des turbidites plus proximales</p> <p>% aux pérites</p>	<p>variation verticale et latérale rapide des chenaux et interchenaux</p>	<p>pélite épaisse à extension considérable entrecoupée de chenaux</p>	<p>continuité des bancs grande, chenaux plus fréquents sur la carte de Kato Achaïa</p>



LITHOLOGIE

pélites et alternances de
siltstones quartzarenites
et de pélites au N et à l'E

Dans les interchenaux :
alternances de grès fins,
siltstones et pélites

Dans les chenaux :
grès fins à grossiers,
conglomérats, pélites à
galets

stade immature

σ I mal classé

matrice : 1 - 25%

taille maximum : bloc
dans les chenaux

sublitharenite à litharenite
sedarenite calclithite ou
volcanicarenite

% ciment calcite = 5 à 30%

dans les chenaux :

$2,5 < Md_o < 4,1$

$-1 < c_o < 2$

dans les interchenaux :

$3,3 < Md_o < 4,7$

$1 < c_o < 3$

pélites
congloméra
chenaux
grès à la
périeure d

ANALYSES SEQUENTIELLES	pélites	Dans les interchenaux	pélites	Ta ou Tae, Tab et Tabc
MEGARYTHMIQUES	Tabcde au N et à l'E	Ta ou Tae, Tab rare		rare
STRUCTURES ET FIGURES SEDIMENTAIRES	flute casts et drag marks	Dans les chenaux : mégarythmes + Ta, Tae, Tab rare, slumps, dépôt de coulée sableuse, boueuse et de débris stratifications entrecroisées flute casts et drag marks	Dans les chenaux : dépôt de coulée sableuse, boueuse et de débris flute casts	dépôt de coulée boueuse, sableuse et de débris drag marks

RAPPORT	<u>GRES</u> PELITE	0 dans pélites 1,5 au N de Traïton 0,3 à 0,75 à l'E	0,5 entre les chenaux 1,4 dans les chenaux	0 dans les pélites grand dans les che- naux	2,2 pour l'ensemble D
EPAISSEUR MOYENNE		0,04 - 0,1m au N 0,1 - 1 m à l'E	0,04 - 0,2m entre les chenaux 0,5-15 m dans les chenaux		0,04 - 0,2m pour Tae 0,5 - 2 m pour Ta

SENS DES PALEOCOURANTS	pélites (?) turbidites (mesures peu crédibles)	bimodalité N → S E → W	?	?
---------------------------	--	------------------------------	---	---



TURBIDITES ET FACIES ASSOCIES (Ricci - Lucchi, 1975) PROCESSUS DE DEPOT	néphélites issues de SUSPENSIONS PELAGIQUES (faciès G) turbidites issues de COURANTS DE TURBIDITE classique au N et à l'E (faciès C, D)	faciès A,B,E,F flowites, turbidites résultat de coulées sableuses, boueuses et de débris, de courants de turbidité de grande densité de slumping	néphelites issues de suspensions pélagiques (faciès G) faciès A et F, issues de coulées sableuses et de débris dans les chenaux	faciès A,B,E,F
---	---	--	---	----------------

MACROFAUNE	tubes vermiformes (?)			
MICROFAUNE	faune autochtone pélagi- que de globigérines dans les pélites ; nummulites remaniées dans les grès	"	"	"
ICHTNOLOGIE	traces nombreuses dans les turbidites	traces nombreuses (milieu profond)	quelques traces	quelques traces

5.3. Conclusion

L'étude du flysch de la carte de Goumeron nous permet de conclure à la complexité du bassin de Gavrovo, devant être constitué de bassins secondaires, tel celui étudié, qui s'est formé à la suite d'une variation importante de la tranche d'eau, produit par des failles ou par une accélération de la subsidence à l'éocène supérieur - oligocène inférieur. Il fut d'abord rempli de pélites issues de suspensions pélagiques, puis de sédiments qui appartiennent dans le secteur étudié à la partie interne d'un cône sous-marin complexe au débouché de canyon alimenté par des séries disséquant l'arrière pays émergé et en cours de tectonisation. La bimodalité des courants (N → S et E → W) s'explique par les variations des pentes des bassins secondaires. L'article de Stanley (1974) sur la sédimentation actuelle de l'arc hellénique en Méditerranée orientale est un élément de comparaison intéressant avec le bassin du flysch oligocène du Gavrovo. En effet, actuellement, des sédiments que l'on peut assimiler à un flysch sont trouvés dans de nombreuses dépressions de profondeur 400 m à 5000 m et de taille de 10 Km² à 10 000 km² séparées par des hauts fonds tout le long de l'arc hellénique. L'ensemble des caractères lithologiques, stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques de la formation étudiée fait que le nom de Flysch est bien mérité (Hsü, 1970). A ce propos, cette étude met en défaut 2 critères distinctifs entre Flysch et Molasse établis par Kogbevi, Lang, Lucas, Perriaux, Uselle (1974), il s'agit de l'absence de chenaux et de litages entrecroisés dans le flysch.

Si l'on compare ce flysch du Péloponnèse nord-occidental à celui du Péloponnèse occidental (Mansy, 1970), on observe les faits suivants :

Mansy (1971) cite un flysch franc grésomarneux (1000 m) surmonté d'une muraille de conglomérat (300 m), datée de l'Oligocène supérieur (*Globorotalia opima opima* BOLLI). La variation d'épaisseur et de faciès est donc importante du N au S ; ce qui prouve la complexité du bassin.

En Grèce continentale (IFP, 1966) où le bassin du flysch est commun à la zone du Gavrovo et à la zone ionienne, on observe une variation de subsidence dans le synclinal d'Epire - Akarnanie (zone du Gavrovo et zone ionienne interne) de 6000 m au S à 4000 m au N. Il y a également des lentilles conglomératiques à matériel autochtone et pindique dans les grès de Peta à l'W et à l'E des Monts Valtou (Gavrovo) et non au N, d'où l'existence d'apport E → W (?) et l'immersion du massif des Monts Valtou à cette époque.

La zone ionienne moyenne présente un flysch pélitique peu épais (400 m) jusque la biozone à *Globorotalia opima opima* BOLLI et la zone ionienne externe présente dans le faciès d'Ayiøi Pantes peu épais des intercalations de calcaire. Dans cette zone ionienne externe occidentale, à Corfou, Richter (1973) décrit un flysch éocène - oligocène (1300 m) à matériel dérivé du N et transporté vers le SE. Enfin, à Rhodes, Mutti (1972) décrit dans le groupe de Vati (oligocène) les grès de Messanagros, qui furent interprétés comme des dépôts de cône profond interne et moyen avec un sens des courants W → E.

Tous ces exemples illustrent bien la complexité du bassin où s'est déposé le flysch oligocène.

Ch. III : ETUDE TECTONIQUE

1. Commentaire de la carte géologique : (schéma structural, fig. 51)

On se reportera à la carte géologique, au schéma structural, aux coupes (pl. h.t.).

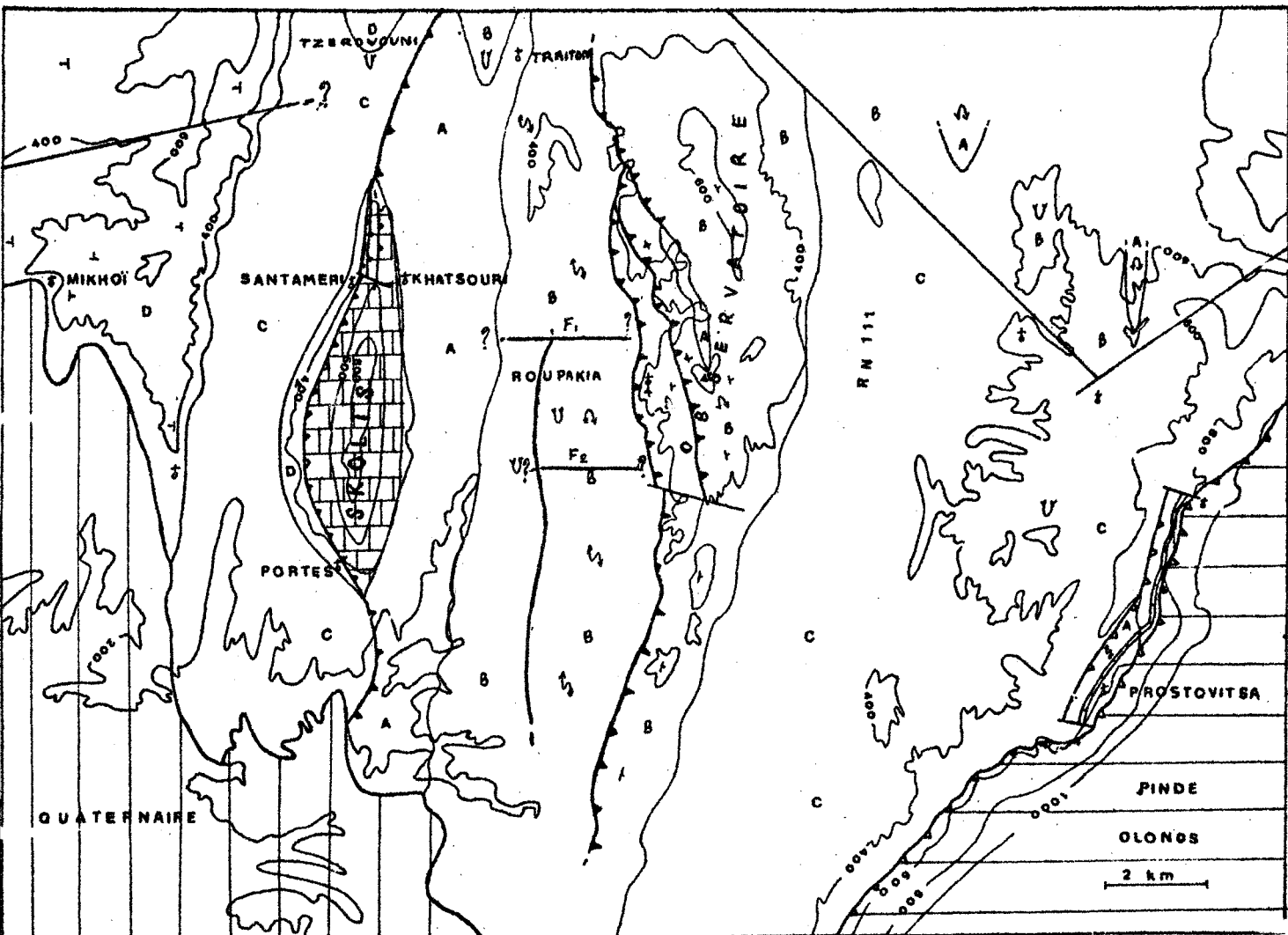


Fig. 51. Schéma structural.



1.1. Plis et écaillés

La description se fera d'W en E.

1.1.1. Le flysch à l'W du Skolis

Les monts à l'W de la dépression de Santameri-Portes sont constitués par l'ensemble D, dont la structure est monoclinale à pendage W, faible sur la carte de Kato Achaïa, mais plissée en boudes anticlinaux et synclinaux droits sur la carte de Goumeron près des villages de Mikhoï et Velitses ; ces deux secteurs sont séparés par une faille verticale ENE-WSW, qui pourrait être contemporaine du plissement. La dépression de Santameri-Portes est constituée d'un anticlinal où, au coeur, affleure l'ensemble C et dont le flanc E est formé de l'ensemble D, supportant tectoniquement l'empilement des écaillés calcaires du Skolis. Les plis à l'W du Skolis sont vraisemblablement liés génétiquement au chevauchement du Skolis ; ils ne s'observent qu'au niveau de l'avancée maximum de ce chevauchement.

1.1.2. Le Skolis et le flysch au N et au S

a) Le Skolis :

La structure interne du massif a été établie par Fleury *in* Dercourt, de Wever, Fleury (1975), il a montré l'existence de 3 écaillés empilées au N de Santameri et de 2 (?) au S. Le chevauchement du Skolis semble être de flèche importante, puisqu'il repose sur l'ensemble sommital D du flysch du Gavrovo.

b) Le flysch au N du Skolis :

Au N de la dépression de Santameri-Portes, de l'W vers l'E, on rencontre une petite dépression pélitique (ensemble C), le mont Tzerovouni (ensemble D) plissé en un synclinal, une dépression pélitique dans laquelle je fais passer un contact tectonique, prolongement vers le N de celui du Skolis, car dans cette dépression des pélites appartiendraient à l'W à l'ensemble C et à l'E à l'ensemble A. Cette attribution de ces pélites à deux ensembles différents est déduite du rattachement à l'ensemble B du synclinal conglomératique des collines de Traïton et à l'ensemble A des pélites qui l'entourent.

c) Le flysch au S du Skolis :

Les failles verticales tardives de direction N-S et E-W ne permettent pas l'étude du flysch ; sur la carte un contact anormal hypothétique a été figuré au lieu et place d'une multitude de failles qui le masqueraient sur le terrain.

d) Conclusion :

Le contact tectonique observable à la base des écaïlles calcaires du Skolis se poursuivrait dans le flysch au N et au S ; la structure d'ensemble dessine un arc à concavité E.

1.1.3. L'E du Skolis : (fig. 51, 52)

La description se fera depuis les écaïlles calcaires vers l'E.

a) De la dépression de Khatsouri au mont de l'observatoire : (fig. 51)

De l'W vers l'E, on observe :

- la base de l'ensemble A qui épouse la forme du Skolis et détermine de ce fait un arc à concavité W
- l'ensemble A, modestement plissé à pendage subhorizontal dans la dépression de Khatsouri
- l'ensemble B plissé différemment du N au S :
 - o au N de la carte (Traïton), nombreux plis serrés déversés vers l'W, à arc N ou S
 - o au S d'une faille F_1 (fig. 51), E-W, verticale, à l'W de Roupakia, des plis droits d'axe N-S à charnière cartographiable
 - o au S d'une faille F_2 (fig. 51), E-W, verticale, une série isoclinale à pendage E présentant des plis aigus très serrés (coupes en $y = 41.97$ et $y = 42.00$), sur lesquels le Quaternaire est discordant. Les direction de N-S deviennent NNE-SSW au S.

- Conclusion :

- les failles F_1 et F_2 peuvent être contemporaines du plissement : il n'a pas été possible de savoir si elles affectaient A dans la dépression de Khatsouri et B au niveau de l'Observatoire.
- Le plissement est intense au N et au S ; alors qu'il l'est moins entre le Skolis et l'Observatoire.

b) Le mont de l'Observatoire et ses prolongements N et S : (fig. 52)

Au niveau de l'Observatoire et de Roupakia, l'anticlinal de l'Observatoire est déversé, son flanc W inverse est complexe et se débite en une écaille dite de l'anticlinal de Roupakia. Les contacts tectoniques tangentiels sont marqués par des structures mineures (photo d'un meso-chevauchement).

Vers le N, le plissement s'exagère et le flanc E de l'anticlinal de l'Observatoire devient largement chevauchant (contact $\emptyset'o$).

Vers le S, il en est de même ; le flanc E est lui aussi clairement chevauchant (contact $\emptyset'o$). Le contact tangentiel $\emptyset'o$ est marqué par de nombreux joints plats accompagnés de microplis (photo dans le Kalfaikos) ; la direction générale est alors NNE-SSW.

Conclusion :

- L'arc à concavité vers l'W que forment ces structures épouse la disposition de celui formé par le contact stratigraphique calcaire-flysch à l'E du Skolis alors qu'ils sont inverses de l'arc formé par le bourrelet frontal des écailles du Skolis.
- Le flysch est affecté par un plissement qui s'exagère en écaillage, alors que seul l'écaillage est observé dans le Skolis.
- On comprend maintenant le caractère du style structural des monts à l'W de la dépression à l'W de Roupakia : les zones microplissées correspondent aux secteurs où le flanc oriental de l'anticlinal de l'Observatoire est largement chevauchant ; alors qu'il l'est peu entre le Skolis et l'Observatoire.



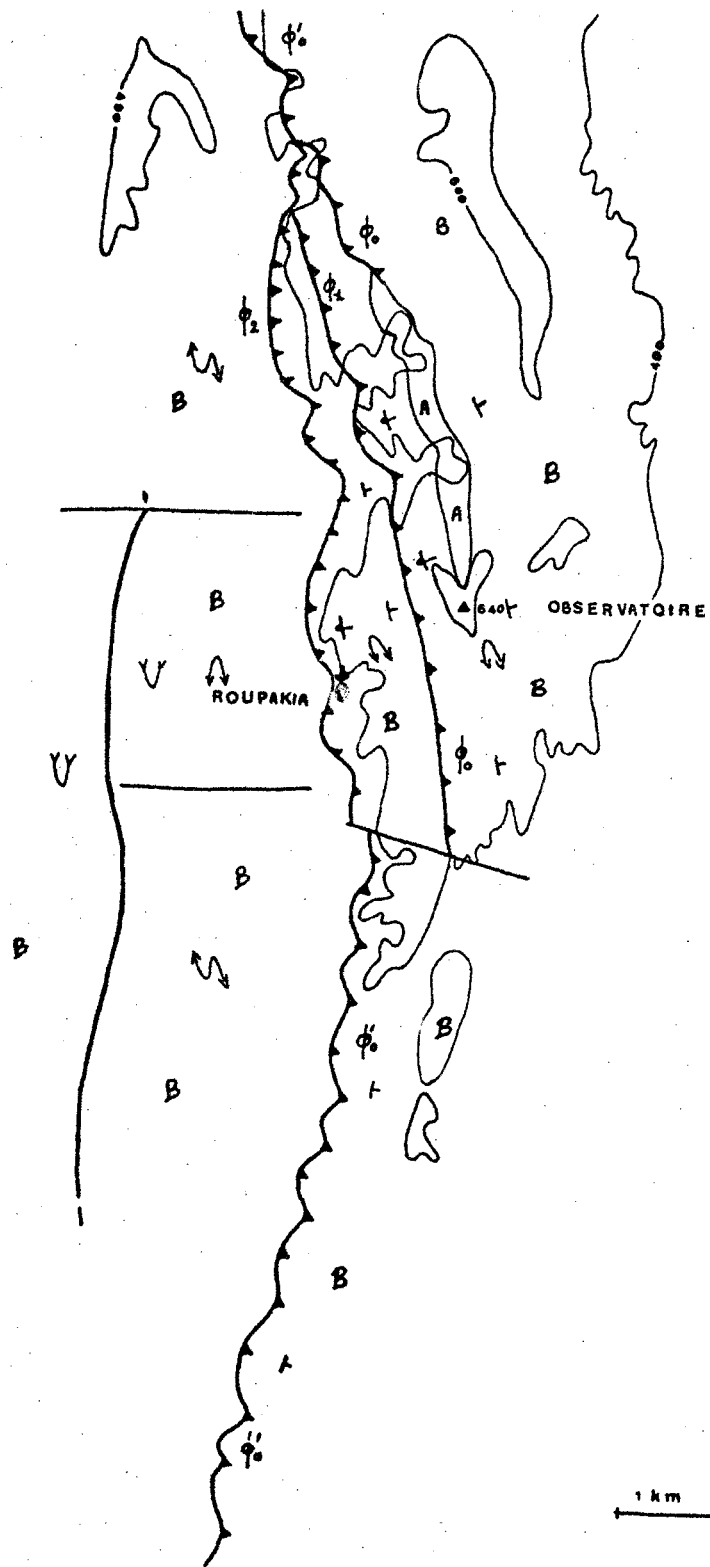


Fig. 52. Agrandissement du secteur de l'Observatoire et de ses prolongements N et S.



- L'écaïlle de Roupakia est vraisemblablement présente au N et au S de l'Observatoire mais y est recouverte tectoniquement par le flanc oriental de l'anticlinal de l'observatoire chevauchant.

c) La dépression de la RN 111 et les monts du N d'Ayios Athanasios :
(fig. 51, fig. 16)

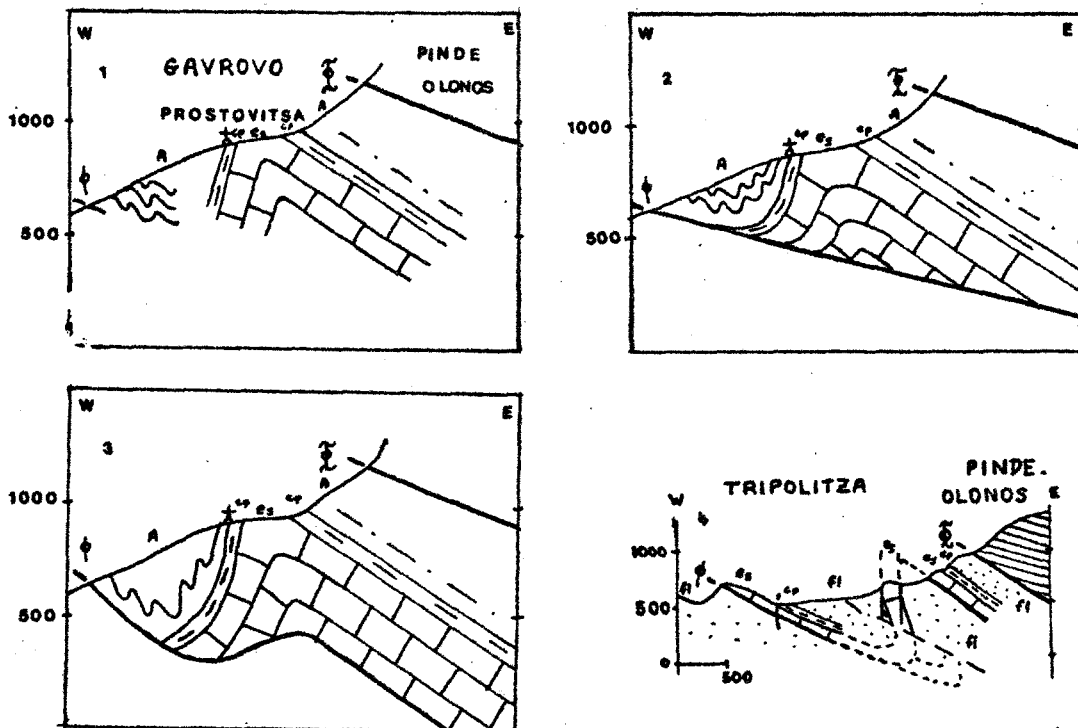
Discuté à l'occasion de l'analyse stratigraphique (p. 37), on retiendra le style de plis jurassiens, à axe N-S ; sauf immédiatement sous la nappe du Pinde-Olonos, où les structures se calquent sur celles du front.

1.1.4. Ecaïlles de calcaire et de flysch sous le front de la nappe du Pinde-Olonos : (fig. 53)

La tectonique des écaïlles à Kaloussi et Sparthia-Alepokhori est décrite par Dercourt, Fleury, Tsoflias (1973) ; elles sont à matériel de Tripolitza.

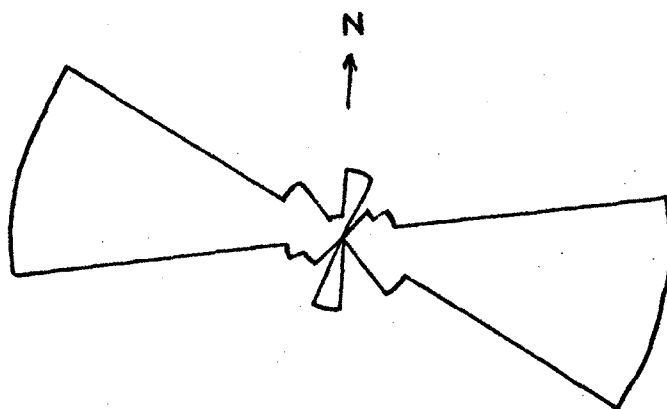
Les écaïlles de Kaletzi-Prostovitsa et de Skiadha sont elles à matériel de Gavrovo.

Fig. 53 : Ecaïlle de Prostovitsa



Cette fig. montre en 1 les faits : un anticlinal calcaire et un synclinal de flysch très microplissé et un contact anormal à la base ; en 2 et 3, deux interprétations possibles. Je ne retiens que le cas de fig. 3 par homologie avec le comportement tectonique des écaillés de Kaloussi (4), où un tel plissement s'observe.

1.2. Failles : (fig. 54)



n = 50

20° en 20°
1 cm = 8 %

Fig. 54. Rosette des failles verticales des calcaires et du flysch de la carte de Goumeron.

Une rosette de 50 failles verticales a été réalisée en utilisant les mesures obtenues dans les calcaires et le flysch de la carte de Goumeron et du S de la carte de Kato Achaïa. Le secteur N 80 - N 120 contient le maximum de direction de failles verticales. Ces failles présentent :

- des rejets verticaux : ex. rejet de 500 à 1 000 m pour la faille du Koboouzi - N Ayios Athanasios en admettant l'hypothèse stratigraphique choisie ;
- des rejets horizontaux : ex. décrochement au S des monts de Galaro ;
- des déplacements horizontaux et verticaux non évaluables.

Le nombre infime de mesures de joints et microfailles n'a pas permis leur étude ; on en retiendra que de nombreuses microfailles verticales sont N-S, leur ampleur doit être modeste même si leur nombre est grand, le relevé cartographique n'a pas fait apparaître un grand nombre de failles dans cette direction. Il est également difficile de déterminer s'il existe des failles contemporaines des plis et des écaillés et d'autres tardives. Nous montrerons par l'étude comparative des failles affectant le flysch de la carte de Goumeron et de celles affectant le Pinde-Olonos et le Quaternaire par la suite (p. 166) que le secteur N 120 - N 140 contient le maximum de direction de failles verticales affectant le Pinde-Olonos alors que la direction N 90 affecte le Quaternaire.

2. Conclusion

Le charriage du Pinde-Olonos vers l'W entraîne le charriage du Tripolitza, qui entraîne à son tour un chevauchement intra-Gavrovo ou un charriage du Gavrovo sur l'Ionien interne. L'appartenance de cet autochtone relatif à la série du Gavrovo ou Ionien interne ne peut pas être démontré stratigraphiquement. Ce chevauchement est accompagné d'un écaillage des calcaires du Skolis (Gavrovo) et d'un plissement qui s'exagère en écaillage du flysch. La flèche du chevauchement se situe au niveau du Skolis et présente un arc à concavité vers l'E, alors que le flysch présente des structures à arc à concavité vers l'W. L'hypothèse sous-charriage du Gavrovo-Tripolitza sous le Pinde-Olonos ne sera pas discuté dans le secteur étudié, étant donné qu'elle n'est envisageable que dans un cadre plus large.

- CONCLUSION GENERALE DU FLYSCH DE LA CARTE DE GOMERON -

STRATIGRAPHIE (fig. 55)

Le flysch de la carte de Goumeron appartient à la zone du Gavrovo à l'E du Skolis et à la zone Gavrovo-Ionien interne à l'W du Skolis, sans qu'aucune distinction ne puisse être effectuée entre les deux. Au-dessus des calcaires de l'Eocène supérieur, apparaissent des couches de passage diachroniques (Skolis-Prostovitsa), puis un flysch oligocène. Ce flysch comprend 3 ensembles A, B, C de l'Oligocène inférieur, dans lesquels ont été mis en évidence la biozone à *Globigerina ampliapertura* BOLLI (ensembles A et B), la biozone à *Globigerina sellii* BORSETTI (ensemble C) ; et un ensemble D de l'Oligocène supérieur : biozone à *Globorotalia opima opima* BOLLI.

SEDIMENTOLOGIE

Le bassin Gavrovo-Ionien est complexe et présente de nombreux bassins secondaires parcourus par des courants N → S et d'autres E → W ; ces bassins sont semblables à ceux observés actuellement le long de l'arc Hellénique externe cependant, ici, les apports sont plus grossiers et sont connus dans la partie interne de cône sous-marin profond au débouché de canyons. Le sédiment étudié mérite bien son nom de Flysch.

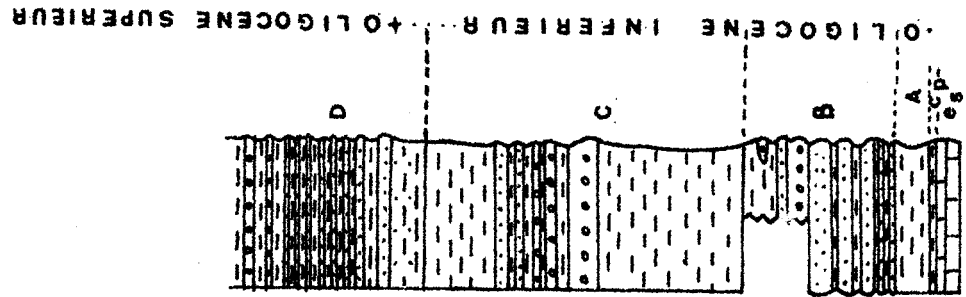
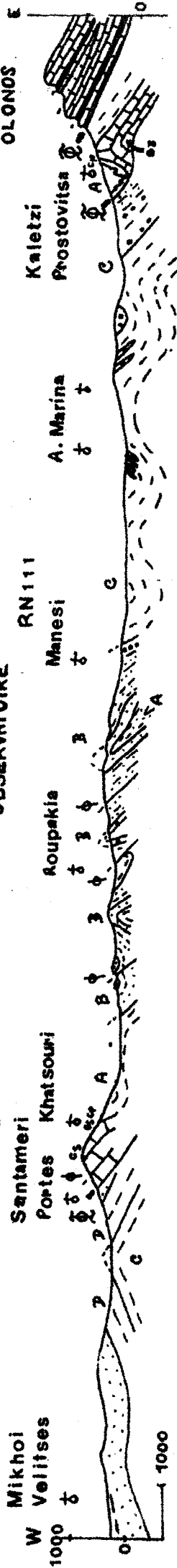
TECTONIQUE (fig. 55)

Le chevauchement du Skolis est marqué par un écaillage affectant les calcaires du Skolis et un plissement du flysch qui s'exagère en un écaillage ; l'autochtone relatif appartient à la zone Gavrovo-Ionien sans précision.



SERIE DU GAVROVO

SERIE DU PINDE-OLONOS



e_s = calcaires éocène supérieur

c_p = couches de passage

Fig. 55. Colonne lithostratigraphique et coupe du Flysch de la carte de Goumeron.

2ème partie : LE PINDE-OLONOS (CARTE DE GOUMERON)

INTRODUCTION

1) Présentation géographique du domaine étudié (fig. 58, p.130)

La carte de Goumeron (1/50.000) présente à l'E une muraille calcaire dominant le bas pays du flysch qui s'étend à l'W et qui a été étudié dans les pages précédentes ; des vallées NNE-SSW parallèles aux structures scindent le haut pays en massifs élémentaires : ce sont les monts du Tris Pirghoï (1479m, 1384m, Pírgos 1428m, Erymanthos 1041m) et de la Frondzata à végétation alpine, qui accueillent l'été les troupeaux de moutons et de chèvres. Sur l'Erymanthos, dans les vestiges de l'église de Moni Notenon, quelques colonnes d'un temple grec sont encore visibles et rappellent la place qu'il jouait dans la mythologie antique. Le col de Prostovítsa et la vallée du Pineos-Kalfaïkos, défendu par un château franc, sont les seules voies d'accès aux villages du haut pays, tel Dhervini, qui ne peut être atteint qu'à pied.

2) Présentation géologique

Ces montagnes où les calcaires prédominent appartiennent à la série du Pinde-Olonos, plissée et écaillée, chevauchant à son front le flysch du Gavrovo et quelques écaillles affectant calcaire et flysch de Gavrovo-Tripolitza. La stratigraphie du Pinde-Olonos en Péloponnèse, dans le secteur médian de la nappe, a été synthétisée par Flament (1973) ; ici la stratigraphie au front de la nappe est abordée dans le même esprit ; nous montrerons la continuité des différents faciès et leur évolution.

3) Historique

Il ne saurait se limiter à la région étudiée mais signalera les étapes de l'évolution des connaissances générales, seuls quelques détails relatifs aux seules séries comparables à celles observées dans la région étudiée seront mentionnés. Nous renvoyons aux publications antérieures pour une présentation historique plus complète (voir Dercourt, 1964). Philippson (1892-95-96-97), Renz (1904, 1940, 1955), Cayeux (1902-1911), Négris (1908 a et b), Blumenthal (1933) définirent la zone du Pinde-Olonos et oeuvrèrent à sa connaissance stratigraphique et structurale, telle qu'elle est traduite dans la carte de Grèce de Renz *et al* (1955), première à être publiée à cette échelle.

A cette époque de pionnier, dans la région étudiée, au village de Prostovitsa, il faut rappeler que Renz (1904) signala la présence d'Halobies et ainsi data le Trias du Pinde.

Puis vinrent les travaux de Brunn (1938 à 1956) dans le Pinde septentrional, d'Aubouin (1955 à 1959), en Grèce septentrionale, aux confins de l'Epire et de la Thessalie. Aubouin (1959) reconnaît, dans la zone du Pinde à valeur de sillon individualisé dès le Trias supérieur et se poursuivant jusqu'à l'Eocène, une zone axiale (Pinde médian), une zone externe (Pinde occidental) et une zone interne (Pinde oriental) toutes deux correspondant aux flancs du sillon. Dans le Pinde occidental, la stratigraphie de l'unité frontale peut être ainsi résumée :

- Le Trias supérieur s'y présente sous forme de 150 m de calcaires, jaspes, marnes à Halobies avec des calcaires graveleux à algues rappelant des faciès ioniens et des dolomies.
- Le Jurassique et l'Eocrétacé basal : les "Radiolarites" présentent des jaspes à radiolaires et des intercalations de microbrèches, d'épaisseur 500-600 m.
- L'Eocrétacé terminal et le Néocrétacé basal : Les "Marnes rouges à radiolaires" persistent dans le Pinde occidental, tandis que le Premier Flysch disparaît.
- Le Sénonien : les "Calcaires en plaquettes" présentent une association de calcaires pélagiques à silex (série fondamentale) et des microbrèches (série additionnée) dominantes à débris de rudistes et à microfaune benthique remaniée, d'épaisseur 500-700 m.
- Le Maestrichtien p.p. est représenté par les "Couches de passage" au flysch, alternance de calcaire, pélite et grès (épaisseur 50 m).
- L'Eocène : le Flysch présente des niveaux gréseux et grésomarneux.

Aubouin, Brunn, Celet, Dercourt, Godfriaux, Mercier (1961) firent une première synthèse des travaux de l'école française.

Celet (1962), en Grèce continentale, décrit le Pinde de la Grèce continentale méridionale et en particulier la série du Vardoussia (zone interne du Pinde) : faciès dolomitiques et bréchiques du Trias au Crétacé, transitionnels entre le sillon du Pinde et le haut-fond Parnassien.

Dercourt (1964) établit en Péloponnèse septentrional la stratigraphie et la tectonique du Pinde-Olonos et décrit la région étudiée en la baptisant système des écailles frontales qu'il scinda en écaille de Brostovitsa et écaille de Barba Oros, dont la stratigraphie peut se résumer ainsi :

- Le Trias supérieur, non décrit.
- Le Jurassique et l'Eocrétacé basal : Radiolarites, présentent dans la coupe de l'écaille de Brostovitsa des radiolarites franches d'épaisseur faible par rapport aux calcaires microbréchiques additionnés.
- L'Eocrétacé terminal et le Néocrétacé basal absent au front.
- Le Sénonien : les Calcaires en plaquettes, présentent dans la coupe de l'Erymanthos des calcaires fins additionnés de brèches homogènes polygéniques (sens Aubouin, 1960), d'épaisseur 1000 m, atteignant le Maestrichtien supérieur ; et de calcaires micro à macrobréchiques à débris de rudistes dans la coupe de Brostovitsa à Kryovrissi.
- Les Couches de Passage au Flysch, d'âge Danien à Paléocène dans la coupe de l'Erymanthos.
- le Flysch éocène absent au front.

Suivirent de nombreux travaux que j'exposerai dans un ordre thématique et qui intéresseront la série du Pinde-Olonos, puis les séries d'Ethia et de Mangassa (Crète) :

- La série du Pinde-Olonos :

Tsoflias (1969a) décrit la stratigraphie et la tectonique des Monts Panachaïques en Péloponnèse septentrional et découvrit en (1969b) des blocs de calcaires noduleux rouges à ammonites, d'âge Carnien (ammonitico rosso) à Glavkos au front de la nappe du Pinde-Olonos, Terry (1969, 1971), reprenant les travaux de Negris (1908), en Péloponnèse méridional, sur le mont Ithome, montra que sous les formations de calcaires à Halobies, affleuraient des horizons grésopélitiques fossilifères, datés du Trias moyen - Trias supérieur ; appelés formation terrigène triasique. La synthèse de ces faits nouveaux fut résumée *in* Aubouin *et al* (1971). En Péloponnèse, à Dendra, Tsoflias (1972) retrouva ce trias détritique et calcaire. Maillot (1973) étudia le Premier Flysch du Pinde (stratigraphie et sédimentologie) en Péloponnèse occidentale (Andritsena). La stratigraphie de la série du Pinde-Olonos en Péloponnèse et Grèce continentale méridionale fut synthétisée par Flament (1973) ; Dercourt, Flament, Fleury, Meilliez (1973) et Fleury (1974, 1975) : (fig. 56).

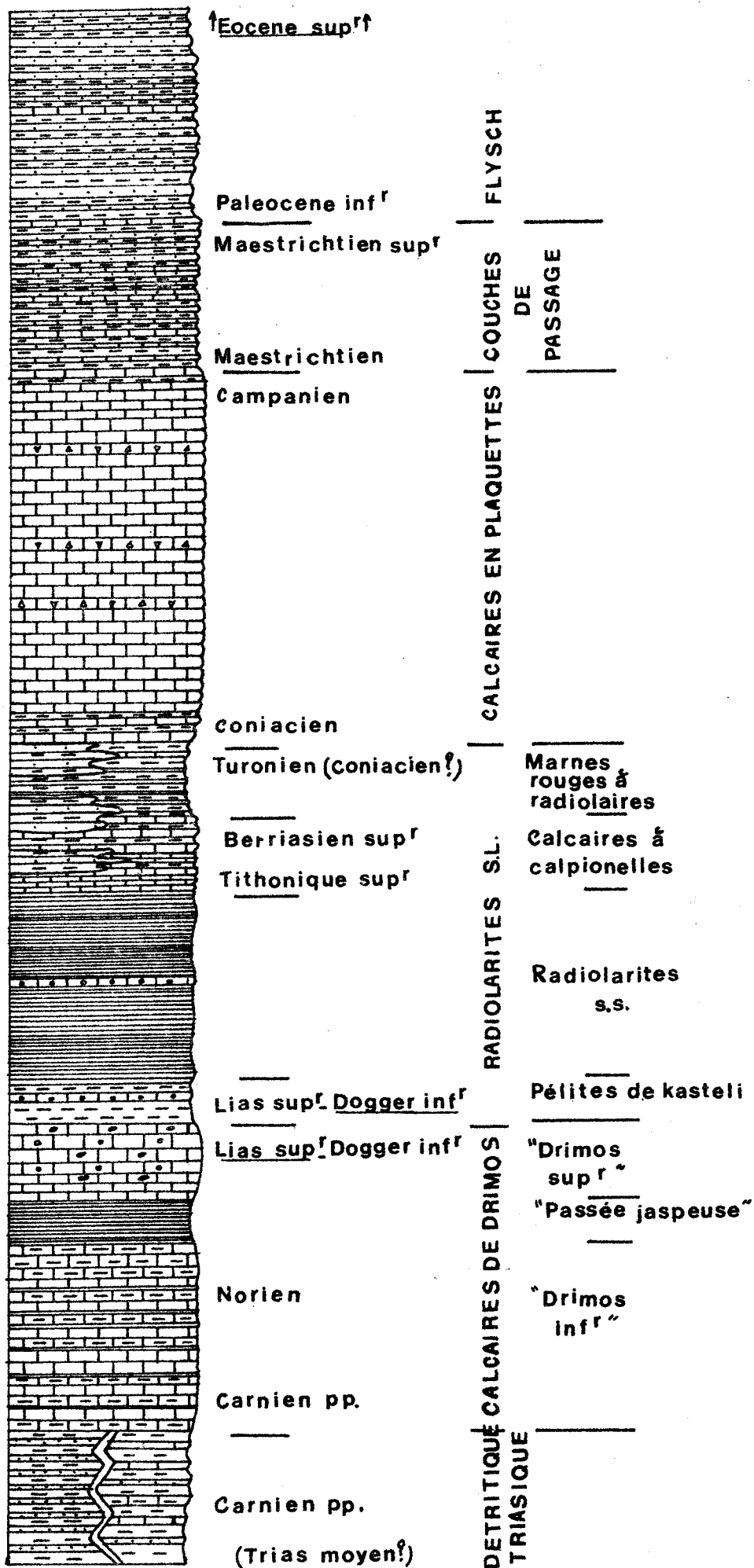


FIG 56
COLONNE
STRATIGRAPHIQUE
RESUMÉE
DE LA
SERIE PINDIQUE

d'après FLEURY, 1976;
modifiée



- La série détritique de Priolithos (60-100 m maximum) (Flament, 1973) ; appelée série détritique triasique (Carnien supérieur) par Dercourt, Flament, Fleury, Meilliez (1973).
- Les calcaires de Drimos inférieur, Carnien supérieur - Norien, formés d'alternances de calcaires gris et de pélites, riches en silice, d'épaisseur variable (40-120 m). Ils présentent un niveau de jaspes à leur partie supérieure.
- Les calcaires de Drimos supérieur, présentant au Lias supérieur des calcaires micritiques et graveleux à oolithiques, riches en algues dans le faciès de Nafpaktos (80 m) (Grèce continentale méridionale).
- La formation des pélites de Kasteli (Aalenien-Dogger)
- Les Radiolarites (50-100 m), datées du Dogger-Malm par *Protopenexoplis striata*, à microbrèches et dolomies à Ayios Vlassios (Grèce continentale méridionale).
- Les Calcaires à Calpionnelles (10-50 m), datés à Ayios Vlassios : Tithonique supérieur - Berriasien inférieur à supérieur ; non reconnu à ce jour en Péloponnèse.
- Les Marnes Rouges à Radiolaires et le Premier Flysch, dont Fleury a établi qu'il s'agit d'un passage latéral de faciès, du Berriasien au Coniacien. Fleury (1975) montra que le Premier Flysch commençait au Tithonique terminal - Crétacé basal à Karpenission (Grèce continentale méridionale).
- Les Calcaires en Plaquettes, Sénonien (240 m en Péloponnèse).
- Les Couches de Passage au Flysch : Maestrichtien supérieur - Paléocène supérieur (110 m).
- Le Flysch éocène épais.

De Wever (1975, 1976) découvre une "Formation à blocs" olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos et pincée entre celle-ci, en Péloponnèse, d'âge post-éocène, à éléments de roches sédimentaires des séries du Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos et de roches éruptives dans une matrice argileuse, actuellement non attribué paléogéographiquement.

Caron (1975) et Lecanu (1976) retrouvèrent en Grèce continentale septentrionale les formations définies en Péloponnèse et en Grèce continentale méridionale. On retiendra de Caron (1975) dans l'unité de l'Askimos (massif du Lakmon) la présence de calcaires cristallins et dolomie, d'âge Carnien supérieur - Norien et de calcaires microbréchiqes à macrobréchiqes (150 à 350 m) du Crétacé supérieur jusqu'au Paléocène supérieur (Thanetien).

- Les séries d'Ethia et de Mangassa (Crète) :

Aubouin et Dercourt (1965) et Aubouin, Dercourt, Neuman, Sigal (1965) décrivirent en Crète la partie supérieure de la série d'Ethia définie par Renz (1930), composée de calcaires Crétacé supérieur-Eocène moyen à microbrèches, puis d'un flysch.

Bonneau, Fleury (1971) décrivirent dans la série d'Ethia un Jurassique à calcaires graveleux et radiolarites peu épaisses, et un Premier Flysch Turonien-Sénonien inférieur.

Bonneau (1975) décrit dans la série du Pinde-Ethia des calcaires jaspeux à Halobies (Trias), des calcaires bréchiqes et oolithiqes jusqu'au Malm.

Bonneau et Zambetakis (1975) décrivirent dans la série de Mangassa définie par Bornovas (1960) des calcaires bioclastiqes et des conglomérats datés au sommet du Norien supérieur ; des calcaires graveleux et des dolomies au Jurassique supérieur peu épais, des dolomies et des alternances de calcaires bréchiqes et micritiqes au Crétacé inférieur et une absence complète de radiolarites ; des calcaires fins et microbréchiqes (Campanien daté) ; des couches de passage au Lutetien supérieur et au flysch Priabonien.

Ch. I : STRATIGRAPHIE DU PINDE-OLONOS (Carte de Goumeron 1/50 000)

1) Introduction

Il est difficile d'établir une stratigraphie au front de la nappe, étant donné que la série est débitée en écailles serrées ; pourtant, on a ici tenté une approche stratigraphique d'une série plus externe que celle décrite par Flament (1973) en Péloponnèse. Dercourt (1964) avait distingué dans le système des écailles frontales l'écaille de Brostovitsa et celle de Barba Oros. Je scinde la première en Massif des Tris Pirghoï et en Massif de la Frondzata, tous deux situés sur la carte de Goumeron ; alors que la deuxième sera étudiée comme série de comparaison dans la coupe de Tsipiana (carte de Lambia) et sur la RN 111 (carte de Goumeron). Dans l'écaille de Brostovitsa, on présentera une coupe type de chaque massif accompagnée de coupes complémentaires, présentées sous forme de colonnes ; ensuite, au niveau des corrélations une colonne stratigraphique synthétique sera établie. On comparera alors la colonne synthétique de l'écaille de Brostovitsa avec celle du Barba Oros (Tsipiana) et finalement avec celle établie par Flament (1973) dans le système des écailles situées immédiatement à l'E (cartes de Lambia et Kato Klitoria). Dans la description des coupes complémentaires, une comparaison sera tentée avec la coupe type où les ensembles sont en continuité stratigraphique, on sera alors amené à tracer des contacts tectoniques non observables sur le terrain, car jamais aucune condensation n'a été observée, alors que des contacts tectoniques au sein de la série sont fréquemment observables ; ils sont pour la plupart de nature tangentielle. On distinguera donc des contacts tectoniques tangentiels observés et des contacts tectoniques tangentiels déduits. Les coupes complémentaires à l'intérieur d'un secteur géographique seront citées suivant l'importance des informations stratigraphiques qu'elles apportent pour chacun des ensembles allant du Trias au Paléocène

ECAILLE DE BROSTOVITSA

**ZONE MEDIANE DELANAPPE ET
ECAILLE DE BARBA OROS**

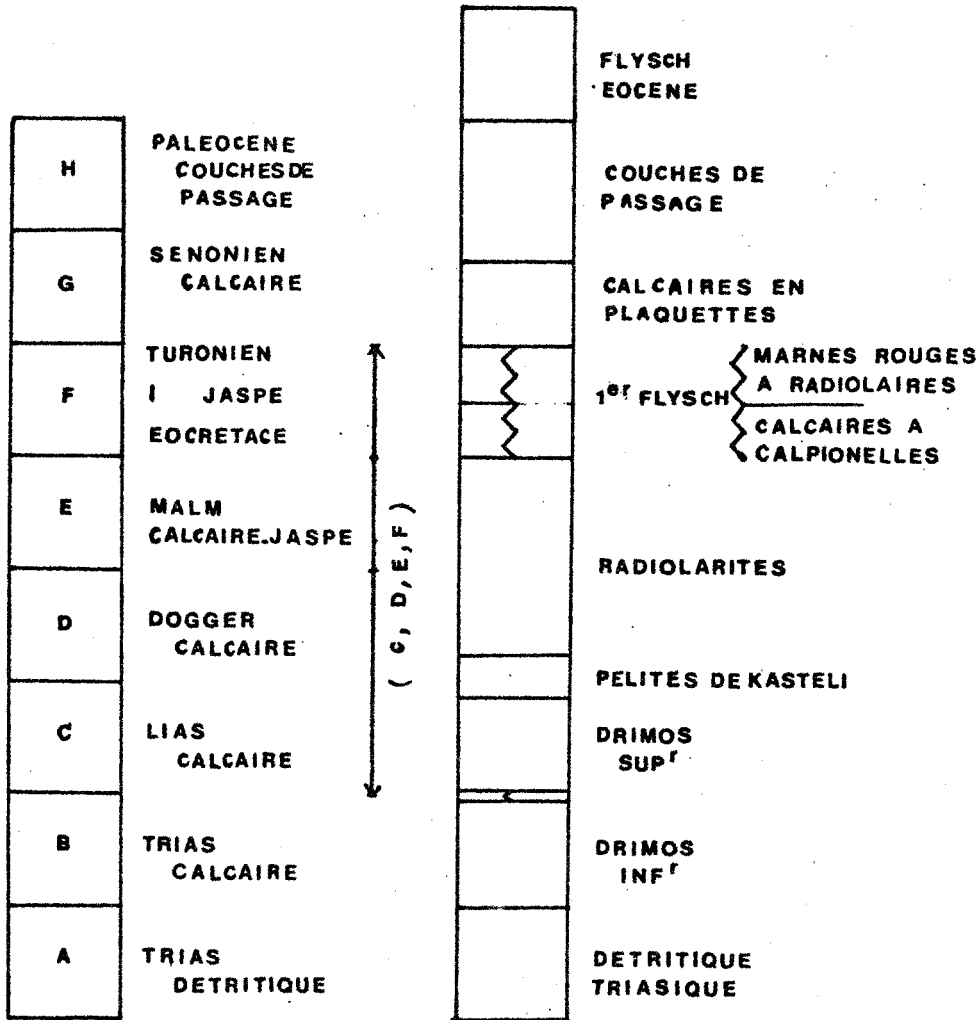


Fig. 57. Résumé stratigraphique de la série du Pinde-Olonos (zone externe et médiane de la nappe en Péloponnèse)

Ecaille de Brostovitsa

Massif du Tris Pirghoï :

Coupe I : N de Kakotari

Coupe I-1 : S Kakotari

Coupe I-2 : SE Kakotari

Coupe I-3 : Kaletzi

Coupe I-4 : Alepokhori

Coupe I-5 : N Skiadha, divisé selon les 3 écaïlles principales en

I-5-3

I-5-2

I-5-1

Coupe I-6 : Moni Notenon,

I-6-3

I-6-2

I-6-1

Coupe I-7 : N du col de Brostovitsa



Massif de la Frondzata :

Coupe II-1 : Frondzata, divisé selon les 2 écailles principales en

II-1-2

II-1-1

Coupe II-2 : RN 111

Coupe II-3 : Route RN 111 - Ayia Kiriaki

Ecaille de Barba Oros :

Coupe III-1 : Tsiplana

Coupe III-2 : RN 111

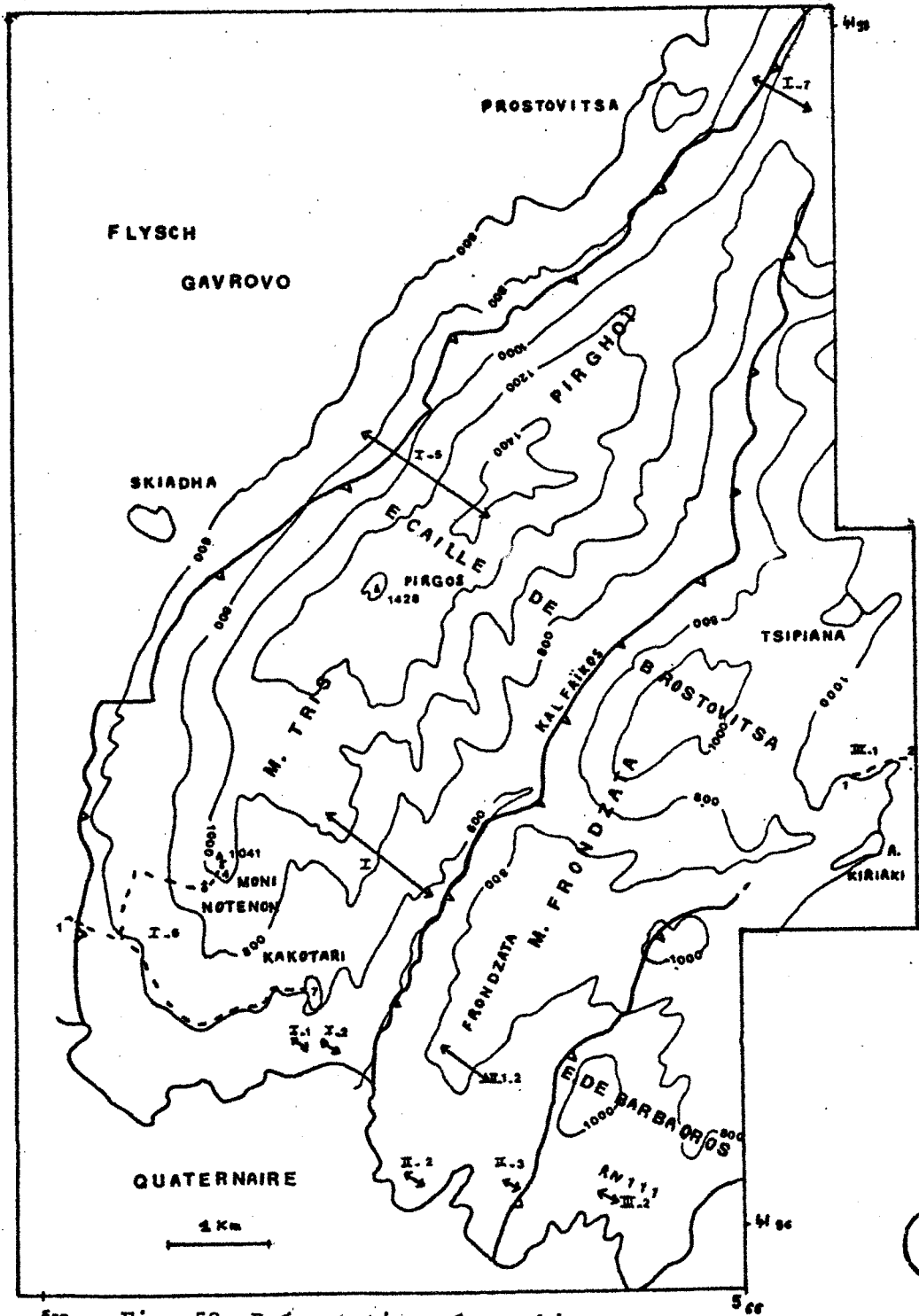


Fig. 58. Présentation géographique
Localisation des coupes

2-1. L'écaille de Brostovitsa

2-1-1. Le Massif des Tris_Pirghoï

a) Coupe type au N de Kakotari (1, fig. 59) (photo) (coupe I)

Cette coupe, située au N du village, montre reposant tectoniquement sur les calcaires en plaquettes fossilifères du Sénonien de l'écaille de Moni Notenon, par l'intermédiaire d'un contact tectonique penté à 45° vers l'E, de l'W vers l'E :

- les grands ensembles lithostratigraphiques suivants en continuité stratigraphique observée :

- limite (A) - (B) : des dolomies
- (B) : des calcaires du Trias supérieur
- (C, D, E) : des dolomies non datées
- (F) : des jaspes et des microbrèches du Crétacé inférieur
- (G) : des calcaires du Crétacé supérieur.

I

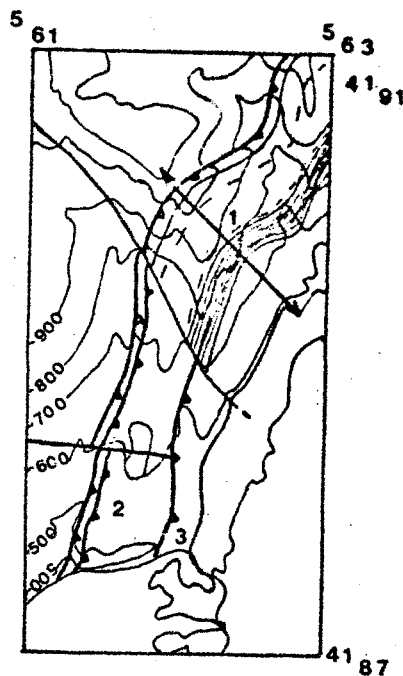
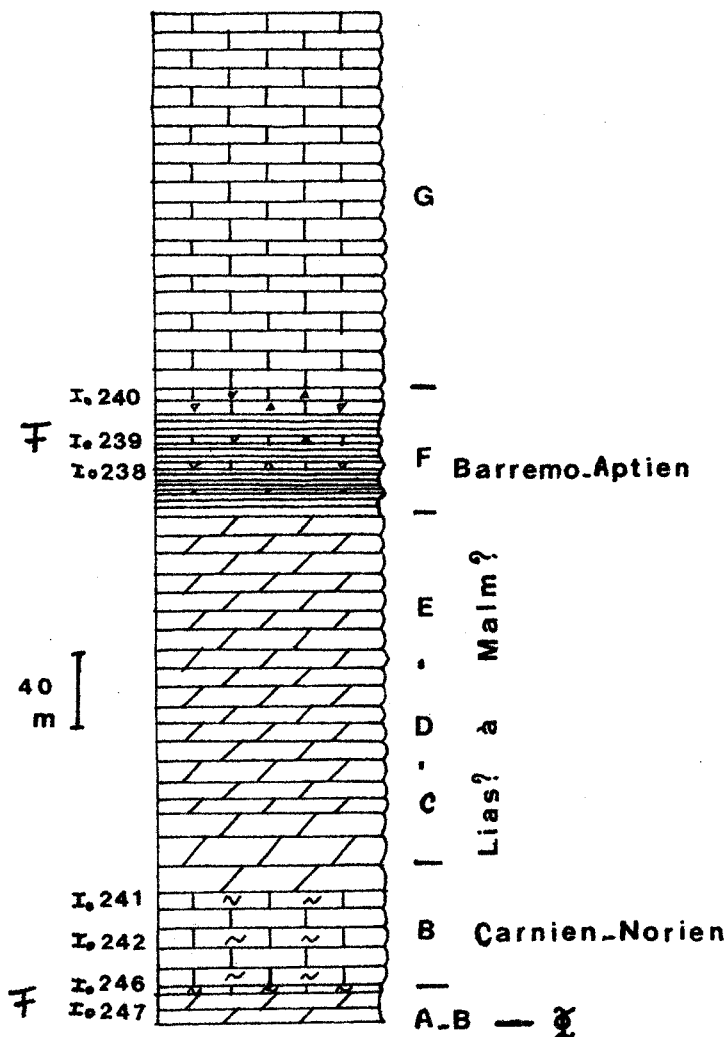


Fig. 59. Coupe au N de Kakotari (I)

- plus précisément,

- limite (A) - (B) : 20 m de dolomie jaune et rouge à éléments verts (dolosparite) et calcaires à silex et filaments en petits bancs, formant vire ; des conodontes caractérisent la limite Carnien-Norien (dat° B. Vrielynck).

éch. I 0246) : *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV ET STEFANOV)
Carnien
Epigondolella nodosa (HAYASHI) limite Carnien-Norien
inférieur
Paragondolella navicula (jeune)

éch. I 0247) : *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV ET STEFANOV)
Carnien

L'attribution à la limite (A) - (B) a été choisie, car latéralement ces dolomies s'observent à la partie supérieure de (A) dans la même vire (p. 133).

- (B) p.p. : 50 m de calcaires recristallisés à filaments en petits bancs (0,2 m) ; les conodontes caractérisent la limite Carnien-Norien (dat° B. Vrielynck)

éch. I 0241) : *Ozarkodina tortitio* (TATGE)
Hindeodella sp. Trias

éch. I 0242) : *Epigondolella permica* (HAYASHI) Carnien supérieur-
Norien moyen
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL) Permien-Norien

Ces calcaires sont attribués au Trias calcaire.

- (Bpp, C, D, E) : 200 m de dolomies blanches (dolosparite) en gros bancs (2-3 m), à pendage (45, N 100). Ces dolomies d'origine secondaire ne sont pas fossilifères, étant donné la continuité stratigraphique monoclinale, on a choisi de les attribuer au Trias supérieur proparte et au Jurassique, puisqu'ils sont compris entre la limite Carnien-Norien au mur et le Crétacé inférieur au toit.

(F) : 60 m dont :

- 10 m de jaspes rouges
- 2 m de dolomie blanche
- 10 m de jaspes jaunes
- 4 m de calcaires microbréchiques (éch. I 0238)
- 10 m de jaspes jaunes
- 4 m de calcaires microbréchiques (éch. I 0238)
- 10 m de jaspes noirs et blancs
- 10 m de calcaires microbréchiques (éch. I 0240).

Les échantillons (I 0238, I 0239, I 0240) sont des intrasparrudites avec comme éléments : des intraclasts usés de micrite, de palmicrite, de biomicrite à radiolaires, à calpionnelles, à foraminifères ; des pellets (proportion importante) ; des oolithes (proportion faible) ; des plaques d'échinoderme, des fragments de coraux ; le ciment est calcitique (sparite) et dolomitique. L'âge Crétacé inférieur (Barrémo-aptien ou plus récent) est donné par la microfaune des éléments (daté J.P. Bassoulet, E. Fourcade) :

organismes en arceaux (Dogger, Malm)
Bacinella Jurassique supérieur
Orbitolinidés
Conicospirulina Berriasien
Orbitoides
Neotrocholine Barrémo-aptien
Calpionnelles

- a) (G) : 190 m à plus de calcaires fins à globotruncana et microbréchiques microplissés dans le Kalfaïkos, non datés paléontologiquement sur cette coupe, attribués au Sénonien, par analogie à des faciès lithologiques semblables datés, dont le sommet est caché par les éboulis de la vallée du Kalfaïkos.

b) Coupes complémentaires du S et SE de Kakotari :

On en retiendra que (A) est grésopélitique, non daté dans cette coupe et que (B) peut être silicifié et dolomitisé.

a) Coupe au S de Kakotari : (2 , fig. 59) (coupe I-1)

Séparée de la précédente par une faille, on observe au-dessus des calcaires du Sénonien de l'échelle supérieure de Moni Notenon, dans la vire à l'W de Kakotari, une première échelle formée de pélites enrobant des blocs de roches éruptives, attribuable à la "Formation à Blocs" (De Wever, 1975) ; puis une deuxième échelle constituée de :

- (A) : grès à débris végétaux et pélites à nodules ferrugineux, attribuable par raison de faciès au Trias détritique, avec quelques mètres de dolomies rouges à éléments verts.
- (B)p.p. : quelques mètres de calcaires à filaments et silex, qui n'ont pas livré de conodontes.
- (Bpp, C, D) : 75 m de dolomie blanche en gros bancs, à pendage (20, N 100) et 40 m de calcaires microbréchiques non datés.

β) Coupe au SE de Kakotari : (3, fig. 59) (Coupe I-2)

Visible sur la route Kakotari-Panopoulou, près du pont, on y observe au-dessus des calcaires précédents, et séparés de ceux-ci par un contact tectonique tangentiel observé.

-(A) : grès à débris végétaux et pélites à nodules ferrugineux, attribués par raison de faciès au Trias détritique.

-(B) : 10 m de calcaires à filaments et silicification conférant à la roche une allure de brèche et 10 m de dolomie jaune et verte, à pendage (70, N 152).

c) Coupes complémentaires à Kaletzi et Alepokhori (carte de Lambia) :

Des calcaires à filaments s'intercalent dans les alternances de grès et de pélites (A) à faciès identiques à ceux précédemment décrits ; (B) est dolomitisé et silicifié.

α) Kaletzi (coupe I-3)

Dans la vire, située en (x = 5.68, y = 42.00), près de Kaletzi, on observe une alternance de grès à débris végétaux, de pélites, de calcaires à filaments qui n'ont pas livré de conodontes, contenant des nodules jaunes limoniteux.

β) Alepokhori : (Coupe I-4)

Dans les gorges d'Alepokhori en (x = 5.71, y = 42.04), s'observent les mêmes grès attribuables à (A), surmontés de (B)pp formés de 20 m de calcaires recristallisés et silicifiés à filaments et de dolomie, très tectonisés.

d) Coupe complémentaire du N de Skiadhà (fig. 60) (Coupe I-5)

On en retiendra : (E ou F) contiennent des jaspes et des micro-brèches datées du Jurassique supérieur au moins ; (G) a été daté du Santonien au Maestrichtien, 500 m environ, microbrèches importantes et dolomie présente ; (H) est daté à sa base du Paléocène inférieur. Cette coupe débute dans un ravin au N de Skiadhà au front du Pinde-Olonos à partir du point (x = 5.62,5 ; y = 41.93,65) et se continue vers le sommet. Le diagramme tectonique (fig. 72) montre un empilement de 3 écailles principales (I-5-1, I-5-2 et I-5-3); de bas en haut, on observe au-dessus du contact tectonique tangentiel principal basal qui fait reposer la série du Pinde-Olonos sur le flysch de la série du Gavrovo :

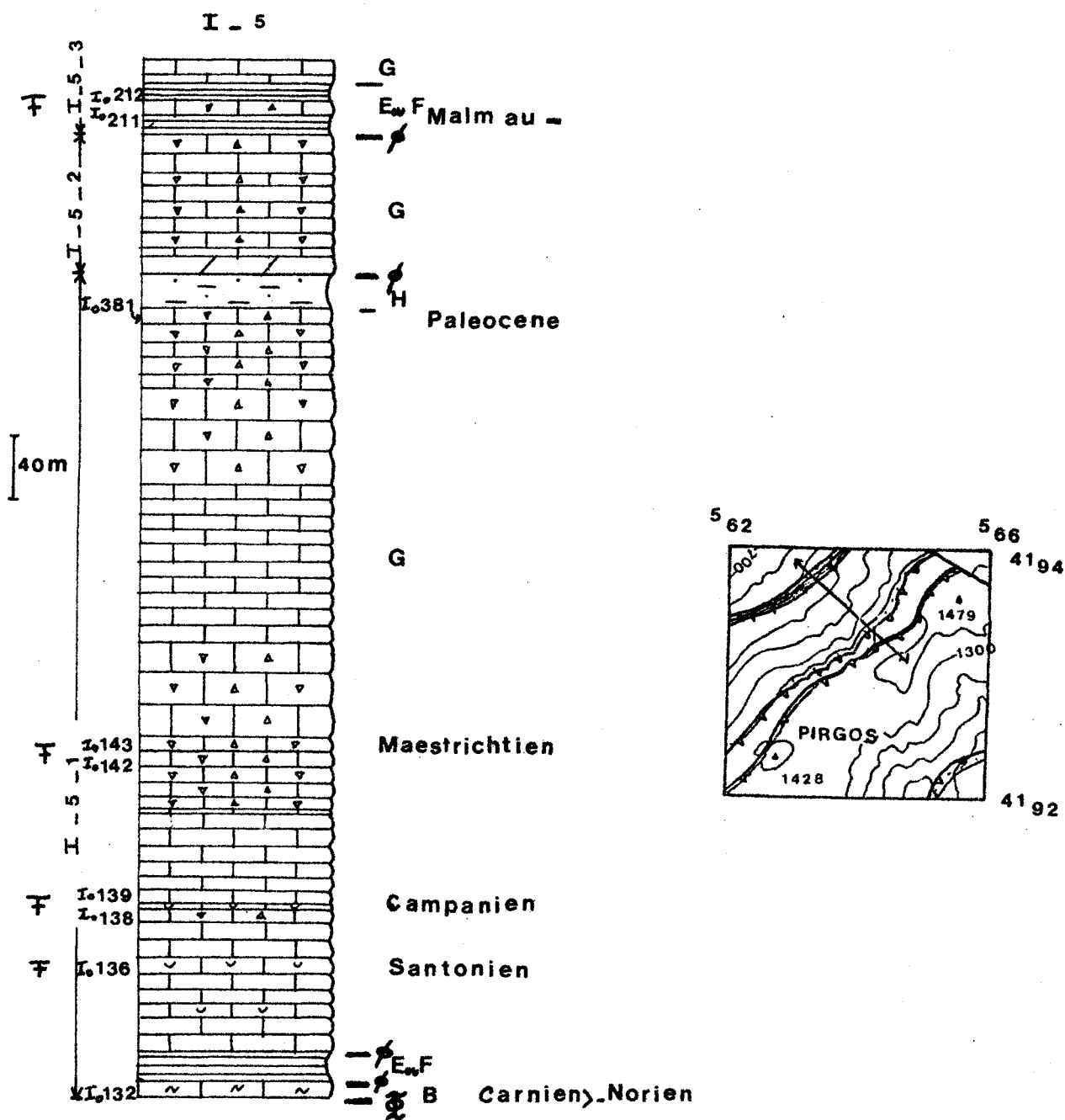


Fig. 60. Coupe au N de Skiadha (I-5)

(I-5-1) :

-(B) : 10 m de calcaires recristallisés en petits bancs (0,2 m), à filaments et conodontes, d'âge Carnien supérieur - Norien (éch. I 0132) : *Epigondolella abneptis* HUCKRIEDE et *Hindeodella* cf. *bicuspidata* KOZUR ET MOSTLER (Det° B. Vrielynck).



-(E-F) : 20 m de jaspes et pélites orangées à noires, puis rouges intercallées au sommet de calcaires rosés d'âge indéterminé. J'ai choisi l'hypothèse tectonique et je place (E ou F) entre deux contacts tectoniques tangentiels mineurs déduits.

- (G) : 475 m de calcaires dont :

. 10 m de calcaires à patine jaunâtre (épaisseur d'un banc 0,05 à 0,1 m),

. 10 m de calcaires fins blancs avec quelques laminations (épaisseur d'un banc 0,2 à 0,6 m),

. 60 m de calcaires fins blancs (biomicrite) en petites plaquettes à microfaune de la limite Santonien-Campanien (éch. I 0136) :

Globotruncana elevata (BROTZEN) Det^o J.J. Fleury
Globotruncana cf. arca CUSHMAN

. 10 m de calcaires microbréchiques,

. 2 m de calcaires fins blancs (épaisseur d'un banc 0,1 m, puis 0,2 m) à microfaune (éch. I 0138, I 0139) d'âge Campanien.

Globotruncana ventricosa WHITE Det^o J.J. Fleury
G. fornicata PLUMMER
G. stuartiformis DALBIEZ
G. linneiana (D'ORBIGNY)

. 55 m de calcaires fins blancs (épaisseur d'un banc 0,2 à 0,5 m) avec quelques passées microbréchiques, fins à lamination et lamination entrecroisée, et intercalation de calcaire rosé et blanc à stratification ondulée,

. 5 m de calcaires fins blancs en gros bancs (épaisseur d'un banc 2 m),

. 50m de calcaires microbréchiques avec quelques passées à calcaire fin (épaisseur d'un banc 0,2 m), un banc de macrobrèche passant à son sommet à une microbrèche, de pendage (20, N 144). Les éch. I 0142 et I 0143 sont des : intrasparrudites à éléments composés d'intraclasts de biomicrite à *Globotruncana*, de pellets (faible proportion), de débris de rudistes, et à ciment de calcite (sparite).

Leur âge est Maestrichtien (éch. I 0142, I 0143) ; det°

J.J. Fleury :

Siderolithes calcitrapoïdes LMK

Globotruncana gr stuarti ; G. cf. *conica* (WHITE)

débris de rudistes

débris d'*Orbitoïdes* sp.

Hellenocyclina beotica REICHEL

- 60 m de calcaires microbréchiques en gros bancs,
 - 50 m de calcaires fins blancs en petits bancs
 - 50 m de calcaires fins blancs en bancs d'épaisseur 0,2 m,
 - 60 m de calcaires microbréchiques en gros bancs,
 - 50 m de calcaires microbréchiques en petits bancs
- (H) : 25 m d'alternances de grès en petits bancs (0,02 m), de pélites vertes et de calcaires granoclassés, à lamination et lamination entrecroisée (épaisseur 0,5 m) avec 2 m de jaspes blanches intercaliées, d'âge Paléocène (éch. I 0381) (det° J.J. Fleury) : Globigérines à test grossièrement perforé.

(I-5-2) :

- un contact tectonique tangentiel observé à sa base

-(G) p.p. :

- 10 m de dolomie blanche en gros bancs,
- 75 m de calcaires microbréchiques en gros bancs et des calcaires fins rosés à *Globotruncana* attribués au Sénonien pour raison de faciès,
- un contact tectonique tangentiel observé qui fait reposer des jaspes sur les calcaires précédents ou oblique qui fait reposer des calcaires Sénonien sur les calcaires Sénonien précédents.

(I-5-3) :

-(E ou F) :

- 10 m de jaspes blanches à orangées très légères (silicification secondaire),

- 10 m de microbrèches, d'âge Jurassique supérieur au moins (éch. I 0211, I 0212) à algues (det° J.P. Bassoulet)

Bacinella irregularis RADOICIC
Lithocodium aggregatum ELLIOT

- 10 m de jaspes blanches à orangées

Si l'on s'en tient au Jurassique supérieur, cet ensemble est attribuable à (E), mais les éléments donnent un âge Jurassique au moins, je l'attribue donc à (E ou F) et place un contact tectonique tangentiel déduit au sommet de (E ou F).

-(G) : des calcaires noirs et blancs à *Globotruncana* intercallés de calcaires microbréchiques attribuables par raison de faciès au Sénonien.

e) Coupe complémentaire à Moni Notenon (fig. 61, photo) (Coupe I-6)

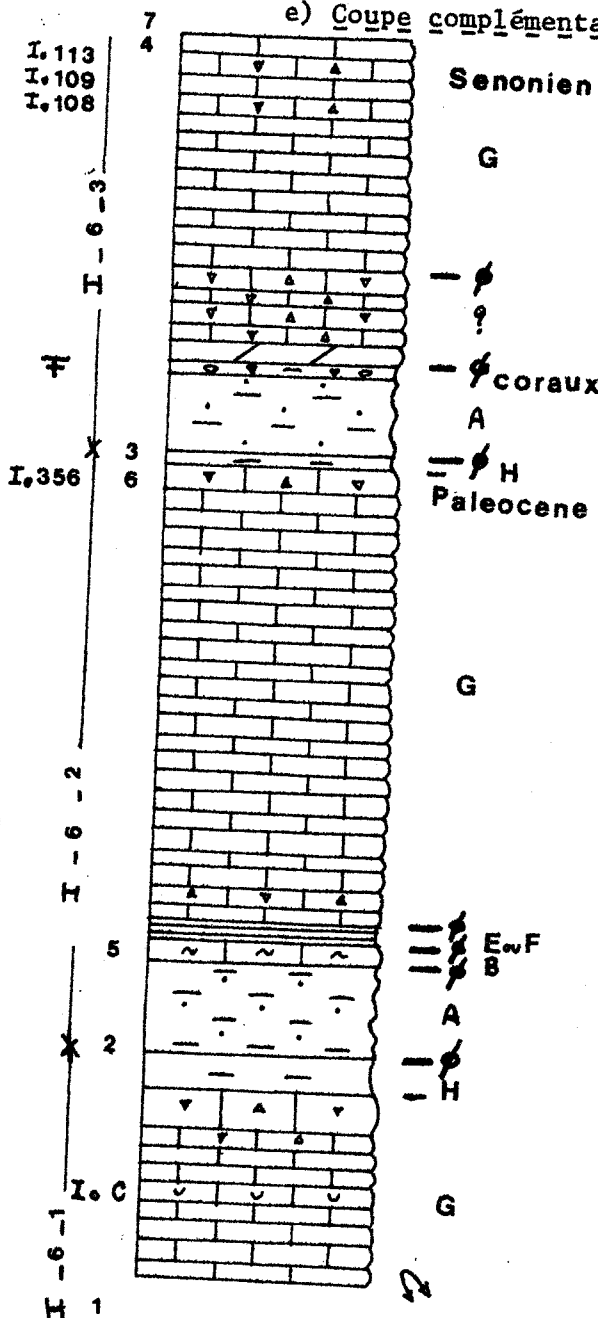
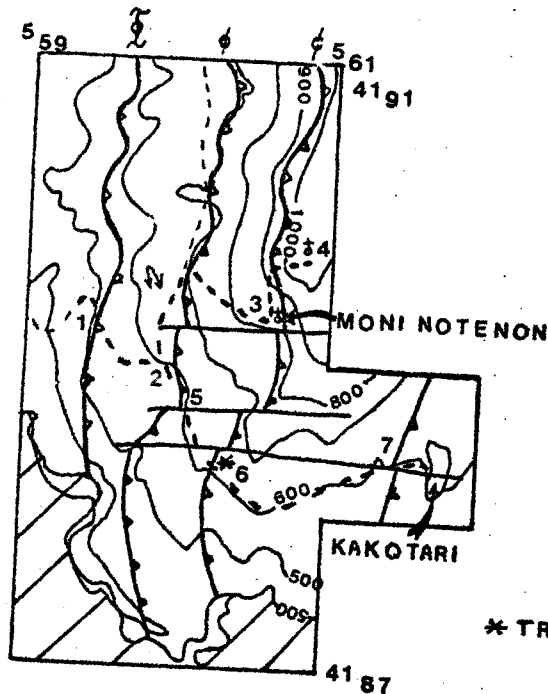


Fig. 61. Coupe de Moni Notenon (I-6)



* TRIAS A CORAUX

On en retiendra que : (A) présente à son sommet des marnes à co-raux, (B) est daté à son sommet du Norien supérieur, (G) est daté à son som-met du Paléocène.

Cette coupe, située au front du Pinde-Olonos au S de la précédente, emprunte le chemin de Kakotari à Moni Notenon ; le parcours est indiqué par des chiffres de 1 à 7 sur la fig. 61 ; le diagramme tectonique 2 (fig. 72) montre un empilement de 3 écaillés principales (I-6-1, I-6-2, I-6-3), à l'intérieur desquelles des contacts tectoniques tangentiels mineurs exis-tent.

- 1 à 2 : l'écaille basale (I-6-1) a son matériel plissé en un anti-clinal couché à coeur de Sénonien (G), daté par (éch. Ioc) : G. cf. *ventricosa* (Campanien ?) et à flanc de couches de passage (H) : marnocalcaire rougeâtre, reposant sur le flysch de la série du Gavrovo.
- 2 à 3 : le chemin recoupe l'écaille majeure (I-6-2) et la base de l'écaille supérieure (I-6-3) au niveau du monastère de Moni Notenon, situé dans la vire du Trias détritique (A) (voir 6)
- 3 à 4 : le flanc abrupt nous montre des alternances de calcaires rosés et blancs et de microbrèches (G) en gros bancs, de pendage (30, N 88), d'âge Sénonien, qui reposent par un contact tectoni-que tangentiel mineur observé sur (A). Les (éch. I 0108, I 0109, I 0113) sont des intrasparrinites à éléments composés d'intraclasts de micrite, de biomicrite à *Nezazata* sp. (Cénomannien à Sénonien inférieur de type Gavrovo), d'oosparite ; de débris de rudistes et de *Globotruncana* du Sénonien inférieur (det^o J.J. Fleury) ; à ci-ment de calcite (sparite).

Ces calcaires forment le sommet 1041 m (Erymanthos), sur lequel se dressait un temple grec, à la place duquel on a construit une cha-pelle.

- On revient au point 2, et on continue vers Kakotari, de 5 à 6 : l'écaille moyenne (I-6-2) comprend :
 - .(A) : 50 m de grès à débris de végétaux et pélites, à nodules limoniteux, formant vire, attribuable au Trias supérieur détritique par raison de faciès.
 - .(B) : au-dessus, un contact tectonique tangentiel mineur déduit, fait apparaître 10 m de calcaires blancs recristallisés en gros bancs à la base et en petits bancs au sommet, à fila-ments et conodontes, d'âge Norien moyen à supérieur : (det^o B. Vrielynck) (éch. I 090) : *Epigondolella multidentata* MOSHER ; à pendage (40, N 100). On observe dans le prolon-gement N de ce calcaire, au S de Skiadha, 5 m de dolomie et 5 m de calcaires recristallisés blancs à filaments, à section d'ammonites indéterminables et conodontes d'âge Norien moyen à supérieur, (éch. I 0181) : *Paragondolella navicula steinbergensis* MOSHER.

- (E ou F) : quelques mètres de jaspes rouges, qui se laminent axialement et témoignent d'un contact tectonique tangentiel mineur déduit.
- (G)pp, (H) : 240 m de calcaires fins avec des passées microbréchiques, à lamination et lamination entrecroisée et microfaune, daté au sommet (éch. I 0356) du Paléocène : det^o J.J. Fleury

Miscellanea sp.
Siderolites caloitrapoïdes LMK
Omphalocyclus sp.
débris de microfaune Maestrichtien

Ce sont des intrasparrudites à intraclasts de biomicrite et à ciment de calcite.

Ils sont surmontés par quelques mètres de marnocalcaires rougeâtres (H).

- En 6, la vire du Monastère de Moni Notenon, avec à la base un contact tectonique tangentiel observé

(I-6-3)

- (A) : 50 m de grès à débris végétaux et pélites avec dans la partie supérieure (gisement *, fig. 61) des blocs de calcaires à patine jaune, pigmenté de rouge et de noir et à macrofaune d'encrines et de coraux (éch. I 0357), c'est une brèche récifale (intrabiomicrite) ; et de dolomie rouge à éléments verts (dolosparite). L'éch. I 0357 montre des polypiers ; une petite forme thamnasterioïde à faces latérales carénées, qui peut être : *Thamnasteria modosa* (det^o J.P. Cuif) ; nous verrons (p.154) l'âge Triasique de cette forme.

- un contact tectonique tangentiel mineur déduit puisque le reste de la série est soit d'âge indéterminé, soit Sémonien (G) voir (4), composé ici de :
 - (B, C, D) - 10 m de dolomie en gros bancs
 - 40 m de calcaires microbréchiques ^{âge indéterminé}
- contact tectonique tangentiel mineur déduit
- (G) : 125 m de calcaires rosés et blancs en petits bancs et microbrèches en gros bancs, d'âge Sémonien (voir (4))

- En 7 , ces bancs de calcaires fins à lamination et lamination entrecroisée et à macrobrèche ravinant des calcaires fins (photos) sont très microplissés sous l'écaïlle suivante ; puis l'on arrive à Kakotari.

f) Coupe complémentaire au N du col de Prostovitsa : (fig. 62) (photo) (coupe I-7)

On en retiendra : la présence de dolomie dans (G), daté du Paléocène à son sommet, à microbrèches à nombreux éléments de type Gavrovo ; (H) est daté du Paléocène inférieur. Le début des couches de passage est donc toujours du Paléocène dans le Massif des Tris Pirghoï. Cette coupe, située au front du Pinde-Olonos, sur la carte de Lambia, commence en (x = 5.66,5 ; y = 41.97,25) et se poursuit selon la ligne de plus grande pente ; on l'observe au-dessus du contact anormal principal, qui fait reposer la série du Pinde-Olonos sur l'écaïlle intraflysch du Gavrovo de Prostovitsa.

La succession est la suivante :

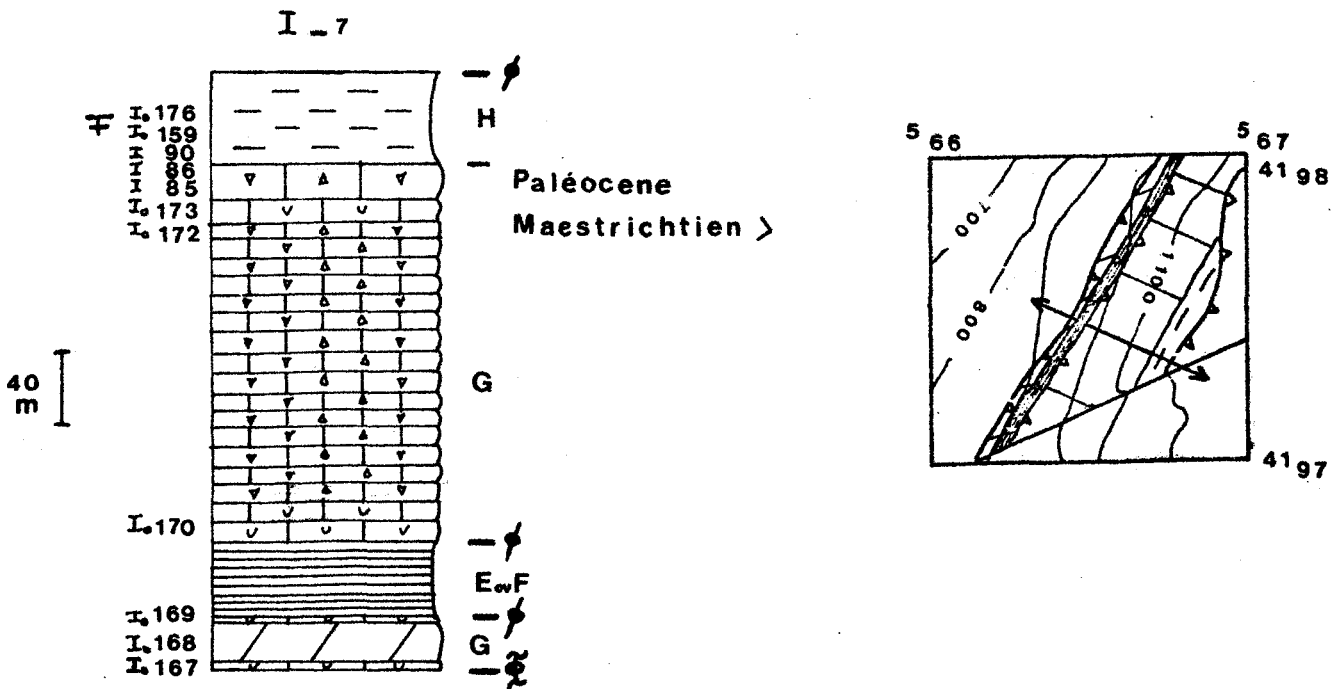


Fig. 62. Coupe au N du col de Prostovitsa

-(G) constitué de :

- 5 m de calcaires fins à microbréchiqes, à silex blanc, daté par des *Globotruncana* indéterminables du Crétacé (éch. I 0167, I 0168) det° J.J. Fleury) ; ce sont des intrasparrudites à éléments composés d'intraclasts de biomicrite ; d'oolithes (faible proportion), de fragments d'algues et de microfaune ; à ciment de calcite (sparite).
- 20 m de dolomie blanche en gros bancs à silex, pendage (24, N 140), avec au sommet des calcaires fins à microbréchiqes, identiques aux précédents avec des intraclasts de calcaire Senonien à *Globotruncana*, à *Siderolithes* du Maestrichtien au moins (ecn. I 0169) (det J.J. Fleury).

-(E, F) : 40 m de jaspes rouges limités par deux contacts tectoniques tangentiels déduits.

-(G) : 200 m de calcaires, avec de bas en haut :

- 20 m de calcaires fins (biomicrite) en petits bancs à *Globotruncana* gr. *stuarti*, *G.* cf. *arca* CUSHMAN, Maestrichtien supérieur (éch. I 0170) (det° J.J. Fleury)
- 150m de calcaires microbréchiqes
- 10 m de calcaires fins (biomicrite) en petits bancs à *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Orbitoides* sp., *Omphalocyclus* d'âge Maestrichtien minimum (éch. I 0172) et *Globotruncana* cf. *elevata* (BROTZEN), *Heterohellicidés*, *Globotruncana* gr. *stuarti*, *G. contusa* (CUSHMAN) d'âge Maestrichtien et *Racemigumbelina* *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, d'âge Maestrichtien supérieur (éch. I 0173).
- 20 m de calcaires fins et microbréchiqes en gros bancs.

-(H) : 50 m de pélites et marnocalcaires (biomicrites) reposant stratigraphiquement sur les calcaires microbréchiqes précédents, formant une vire, et datés du Paléocène inférieur par (dét° J.J. Fleury).

Globorotalia pseudobulloides (PLUMMER) Paléocène inférieur
(éch. I 0159)

Globigérines à test grossièrement perforé
Paléocène
Miscellanea sp. (éch. I 0176)

Remarque : Sur le chemin le plus septentrional qui monte de Prostovitsa au col, on observe directement au-dessus du flysch du Gavrovo, des jaspes rouges pointant au travers des éboulis, un contact tectonique tangentiel observé, puis le passage de (G) à (H) avec des calcaires microbréchiqes et marnocalcaires (G) (éch. I 85, I 86), puis des alternances de calcaires microbréchiqes et de pélite lie de vin (H) (éch. I 90), datés tous du Paléocène ; ce sont des intrasparrudites (éch. I 85, I 86) ou des intrasparrudites (éch. I 90) à éléments composés d'intraclasts de biomicrite à *Globigérines* à test grossièrement perforé, à microfaune de type Gavrovo du Cénomaniien au Paléocène (*Discocyclina* sp.) ; de pellets ; de fragments d'algues et de coraux.

2-1-2. Le Massif de la Frondzata

Aucune coupe ne pouvant servir de coupe type, on présentera des coupes élémentaires qui seront synthétisées en une seule coupe par la suite.

a) Coupe de la Frondzata (fig. 63) (photo) (coupe II)

Elle est située sur le mont de la Frondzata à l'E de la rivière Kalfaïkos et présente :

- une écaille basale (II-1-1), composée de :

- (E ou F) : jaspes rouges, non datés, d'épaisseur inconnue, recouverts d'éboulis.
- (G) : 250 m de calcaires fins et microbréchiques, non datés paléontologiquement sur cette coupe, attribués au Sénonien, par analogie à des faciès lithologiques semblables datés ailleurs.

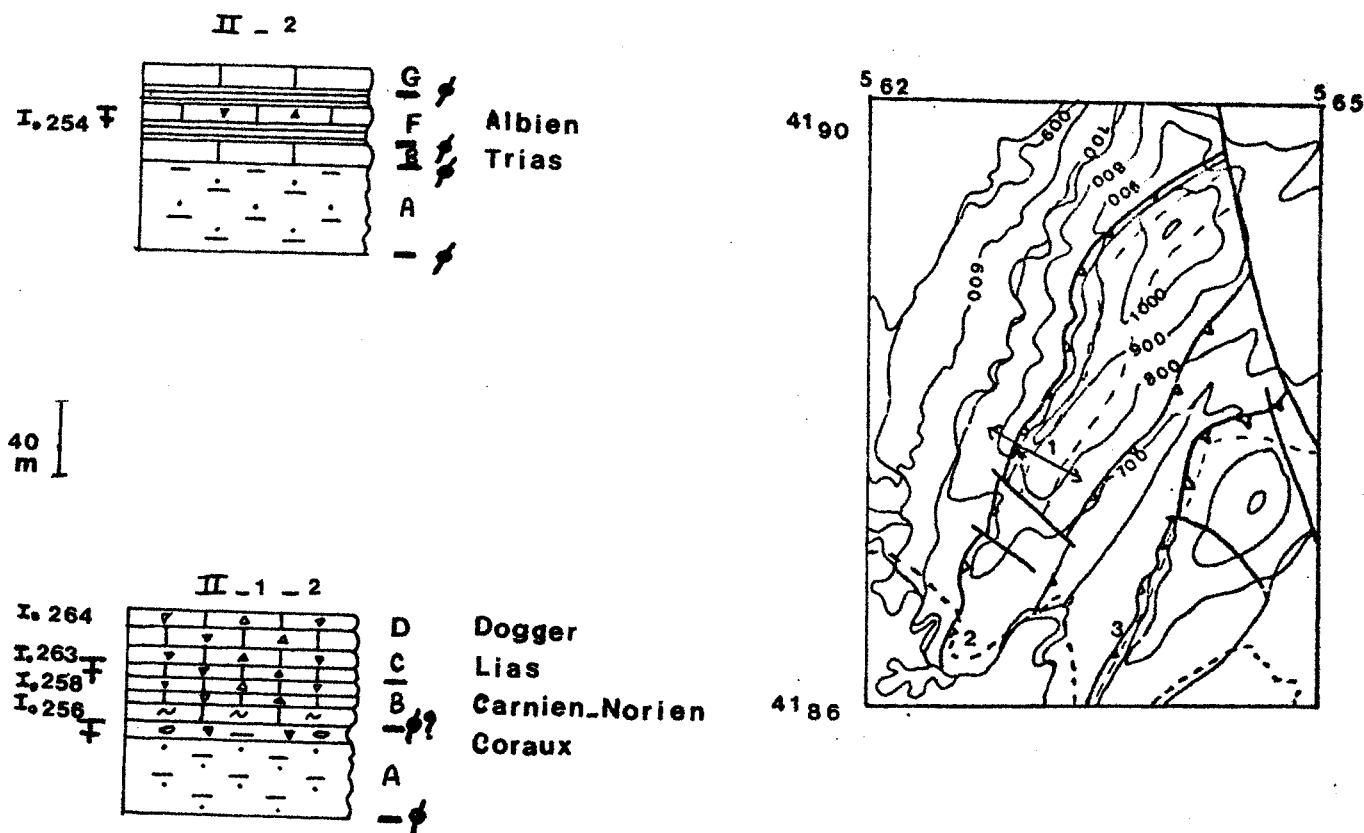


Fig. 63. Coupe de la Frondzata

- une écaille sommitale (II-1-2) (1, fig 63), qui montre :

. les grands ensembles lithostratigraphiques suivants :

-(A) : des grès et des marnes à coraux du Trias supérieur

-(B) : des calcaires à filaments et des microbrèches du Trias supérieur (limite Carnien-Norien datée)

-(C-D) : des microbrèches du Jurassique datés par *Haurania* sp. (Lias moyen à Dogger) et *Protopeneroplis striata* (Aalenien à Tithonique)

. plus précisément, de bas en haut, on observe :

-(A) : une vire, formée de 50 m de grès à débris végétaux, pélites à nodules ferrugineux avec au sommet quelques mètres de marnes jaunes à blocs de calcaire bréchique récifal et à macrofaune d'âge Triasique composé de : (dét° J.P. Cuif) (gisement n, fig.63)

(éch. I 0255) : oncholite à cyanophycées

éponge calcaire pharetrone

chaetetida : *Atrochaetetes* et *Bastochaetetes* (éch. I 0262)

des coraux : - forme *cerioïdes*

- g. *Myriophyllum*

- g. *Tochastraea*

Cet ensemble est attribué à (A) par raison de faciès et grâce à la datation apportée par la macrofaune.

-(B) : - 5 m de calcaires fins en petits bancs à filaments et silex noir, datés par des conodontes de la limite Carnien-Norien : (éch. I 0256) *Epigondolella primitia* MOSHER (dét° B. Vrielynck).

- 15 m environ de calcaires microbréchiques à pendage (20, N 120), avec à 10 m de la base, les éch. I 0257, I 0258 qui montrent des lits de filaments et des lits d'éléments, et des conodontes d'âge Carnien supérieur remaniés. Ce sont des intrasparrudites à lit de micrite

à filaments et à lit d'intraclasts de biomicrite à filaments et radiolaires, et à ciment de calcite (sparite).

Les conodontes (dét^o B. Vrielynck), sont :

Paragondolella polygnathiformis BUDUROV ET STEFANOV

Paragondolella navicula (HUCKRIEDE)

L'épaisseur de (B) est ici faible et nous nous heurtons au problème de la condensation ou du contact tectonique ; je choisis le contact tectonique tangentiel déduit à la base de (B)

-(C)-(D) : 35 m de calcaires microbréchiques, à pendage (20, N 120) avec à 5 m de la base, éch. I 0263 : *Haurania* sp. Lias moyen à Dogger (Bathonien) et au sommet : éch. I 0264 : *Protopeneroplis striata* (WEYNCHENK) et *Trocholina* sp. d'âge Aalenien à Tithonique (dét^o J.P. Bassoulet). Ce sont des intrasparrudites à éléments composés d'intraclasts de biomicrite, de pelmicrite, de micrite bioturbé ; de pellets (proportion importante) ; d'oolithes (faible proportion) ; de fragments de coraux et de plaques d'échinoderme ; à ciment de calcite (sparite).

b) Coupe de la RN III : (2, fig. 63) (coupe II-2)

Elle est l'équivalent de l'écaille sommitale précédente mais abaissée par faille, elle en est très différente ; on en retiendra que (F) formé de jaspes et de microbrèches est daté de l'Albien par *Ticinella* sp.

Reposant sur des calcaires Sénonien par l'intermédiaire d'un contact tectonique tangentiel, cette écaille présente de bas en haut :

-(A) : des grès à débris de végétaux et pélites, attribués à (A) par raison de faciès

-(B) : 10 m de calcaires graveleux à filaments et conodontes non déterminables ; âge Triasique.

-(F) : - 10 m de jaspes rouges

- 10 m de calcaires microbréchiques à coraux silicifiés, (éch. I 0254) : *Ticinella* sp., d'âge Albien (dét^o J.J.

Fleury). Ce sont des intrasparrudites à éléments composés d'intraclasts de micrite, de pelmicrite, de biomicrite ;

de pellets (proportion faible) ; de fragments d'algues et de coraux ; à ciment de calcite et glomérule de quartz secondaire.

- 10 m de jaspes rouges.

Je place entre (B) et (F) un contact tectonique tangentiel déduit.

-(G) : des calcaires à *Globotruncana* attribués au Sânonien par raison de faciès.

c) Coupe de la route RN 111 - Ayia Kiriaki : (3, fig. 63) (coupe II-3)

On en retiendra la présence de macrobrèche dans (B) : Carnien-Norien. Reposant sur le synclinal de couches de passage au dos du Mont Frondzata, par un contact tectonique tangentiel observé.

Elle présente de bas en haut :

-(B) : quelques mètres de calcaires microbréchiques, macrobréchiques, à filament et conodontes, d'âge Carnien supérieur (éch. I 0195) (dét^o B. Vrielynck)

Epigondolella primitia (ou *nodosa*) MOSHER

Paragondolella polygnathiformis (BUDUROV ET STEFANOV)

(éch. I 0275) *Epigondolella bidentata* MOSHER, Norien

Ozarkodina tortilis TATGE, Trias.

Ces brèches à gros intraclasts de calcaires à filaments sont remaniées et sont surmontées de jaspes rouges non datées.

2-2. L'écaille de Barba Oros

2-2-1. La coupe de Tsipiana (carte de Lambia) : (fig. 64) (photo)
(Coupe III-1)

Cette coupe a été levée de l'W vers l'E sur la route d'Ayia à Tsipiana (carte de Lambia), qui rejoindra prochainement Dhervini ; elle a été mise à part des autres coupes, car elle est levée dans l'écaille de Barba Oros, elle est différente des autres et ressemble à celles décrites par Flament (1973). De bas en haut, on observe :

- les grands ensembles suivants :

- (1 et 2) Drimos inférieur et supérieur, séparé par un banc de dolomie
- (3) Pérites de Kasteli
- (4) Radiolarites
- (5) Calcaires à Calpionnelles (?)
- (6) Marnes rouges à Radiolaires
- (7) Calcaires en plaquettes

- Plus précisément,

III - 1

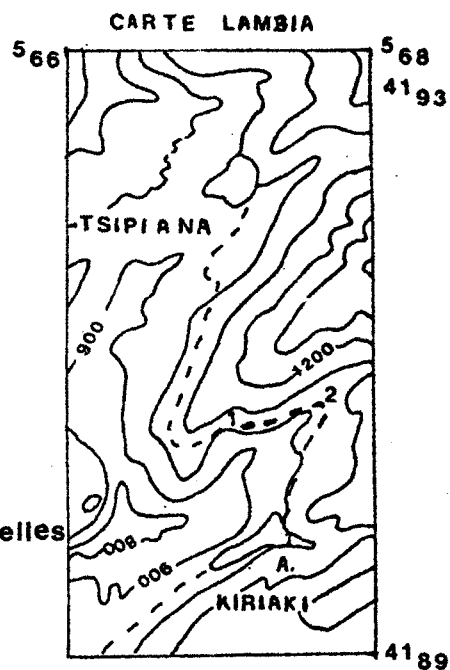
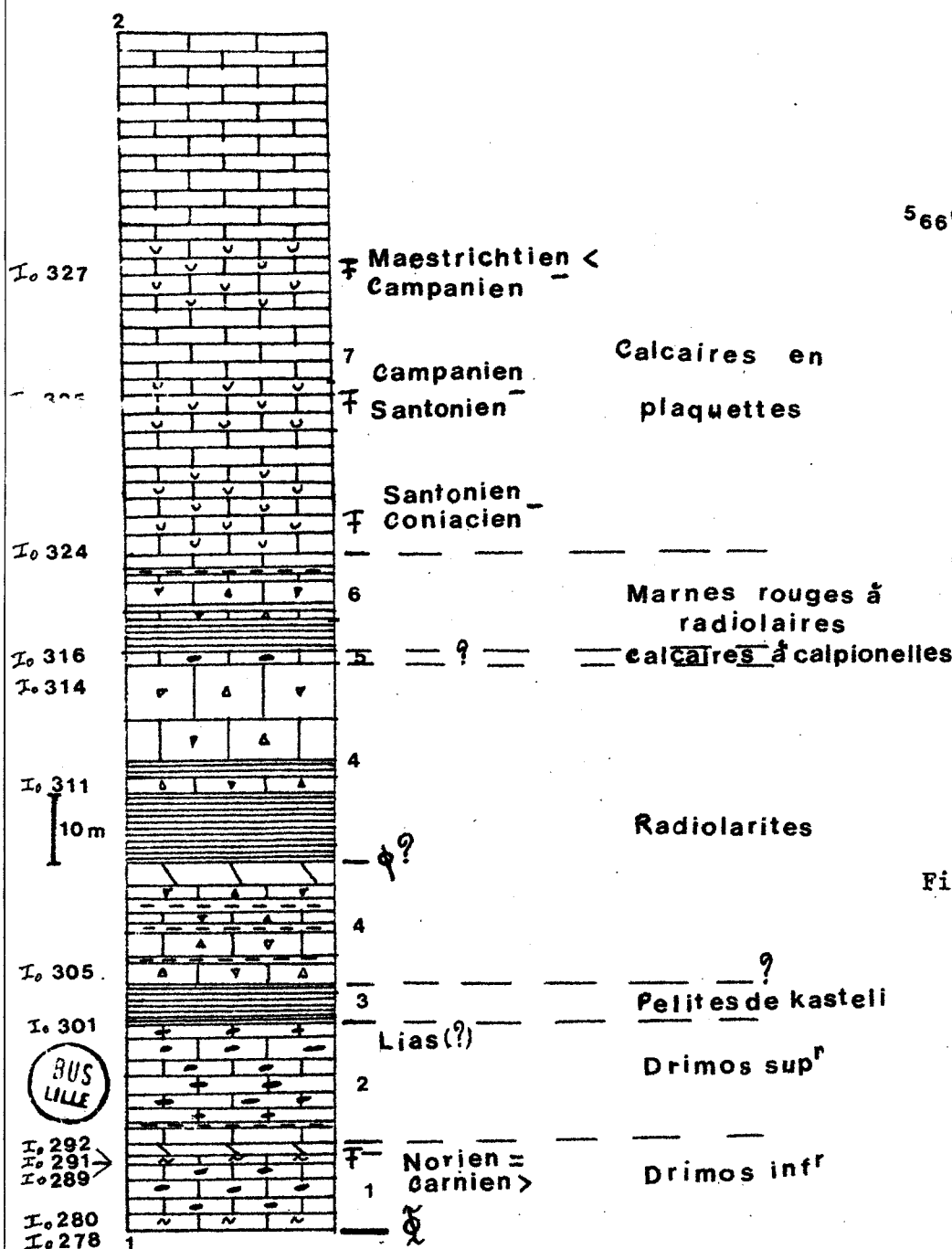


Fig. 64. Coupe de Tsipliana (III-1)

-(1, fig. 64) : (1,2) Drimos (inférieur et supérieur) comprenant des calcaires fins, graveleux, à silex, à filaments et conodontes pour la partie inférieure, un banc de dolomie médian, des calcaires et pélites, sans filament ni conodonte pour la partie supérieure :

- les premiers mètres sont microplissés

- 13 m de calcaires fins, graveleux (pelmicrite), à silex, à filaments et conodontes ; équivalent au Drimos inférieur (1) :

(éch. I 0278) *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) Carnien
supérieur-Norien

dét^o B. Vrielynck *Epigondolella permica* (HAYASHI) Carnien
supérieur-Noxien moyen

(éch. I 0280) *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) Carnien
supérieur-Norien

Epigondolella permica (HAYASHI) Carnien
supérieur-Norien moyen

Epigondolella cf. *bidentata* (MOSHER)
fragment)

(éch. I 0289) *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) Carnien
supérieur-Norien

Epigondolella permica (HAYASHI) Carnien
supérieur-Norien moyen

(éch. I 0291) *Epigondolella abneptis* (HUCKRIEDE) Carnien
supérieur-Norien moyen

Epigondolella permica (HAYASHI) Carnien
supérieur-Norien moyen

(éch. I 0292) *Epigondolella permica* (HAYASHI) Carnien
supérieur-Norien moyen

- 3 m de dolomie, équivalent des jaspes décrits par Flament (1973) à la limite Drimos inférieur et supérieur

- 16,1 m de calcaires sans filament et sans conodonte à silex alternant avec des pélites vertes ; équivalent au Drimos supérieur (2) :

L'éch. I 0301 au sommet montre des microfaunes sans doute Jurassique (com. or. J.P. Bassoulet). Il s'agit d'une intrasparrudite à éléments composés d'intraclasts de biomicrite, de micrite ; de pellets en proportion importante ; à ciment de calcite (sparrudite).

-(3) : Pélites de Kasteli :

-6 m de pélites rouges et jaspes blanches, vertes, rouges ; les pélites étant prédominantes ; et une partie des pélites-jaspes-calcaires microbréchiqes qui suivent, non distinguables des Radiolarites.

-(4) Les Radiolarites

-15,5 m de pélites-jaspes-calcaires microbréchiqes, d'âge indéterminé :

- 3 m de calcaire microbréchiqes, au virage de la route, (éch. I 0305) non daté ; ce sont des intrasparrudites à éléments composés d'intraclasts de micrite, de pelmicrite, sans biomicrite à globotruncana ou à filaments, de biomicrite à radiolaires ; d'oolithes (faible proportion) ; à ciment de calcite (sparite) et glomérule de quartz (silicification secondaire)
- 0,1 m de pélite jaune
- 0,8 m de calcaire microbréchiqes
- 0,1 m de pélite
- 3 m de calcaire microbréchiqes
- 1,5 m d'alternance jaspe-pélite
- 1 m de calcaire microbréchiqes
- 1 m d'alternance pélite-jaspe
- 2 m de calcaire microbréchiqes
- 3 m de dolomies

-la base des pélites qui suivent montrent des traces de tectonisation ; j'y place un contact tectonique

-29,5 m de pélites rouges, jaspes rouges à multicolores, avec quelques bancs de calcaires microbréchiqes, d'âge indéterminé :

- 3 m de pélites rouges
- 7 m de pélites rouges abondantes et jaspes à la base, et de jaspes abondants et pélites rouges au sommet
- 3 m de calcaire microbréchiqes (éch. I 0311), d'âge indéterminé ; c'est une intrasparrudite à éléments composés d'intraclasts de micrite, de biomicrite à radiolaire, sans biomicrite à globotruncana ou à filaments ; à ciment de calcite (sparite) et glomérule de quartz (silicification secondaire)
- 1,5 m d'alternance de jaspes et de pélites
- 1 m de jaspes rouges
- 14 m de calcaire microbréchiqes, dont un banc de 7 m, (éch. I 0314), d'âge indéterminé, identique au précédent.

-(5) Les calcaires à Calpionnelles (?)

-3 m d'alternance de calcaires fins rosés, de jaspes et de pélites rouges ; l'échantillon I 0316 de calcaire fin rosé est une biomicrite qui n'a livré jusqu'ici que des fragments de microfossiles, attribuables aux calpionnelles (dét° J.J. Fleury, mat. en cours d'étude).

-(6) Les Marnes rouges à Radiolaires

-14,6 m de pélites, jaspes, calcaires microbréchiqes et calcaires rosés au sommet :

- 5 m de jaspes rouges, noirs, verts
- 0,8 m de calcaires microbréchiqes
- 1,3 m de pélites, jaspes, calcaires microbréchiqes
- 3 m de calcaires microbréchiqes
- 3 m d'alternance de calcaires - pélites rouges à verts
- 1,5 m de calcaires rosés - pélites rouges

-(7) Les Calcaires en plaquettes

-80 m de calcaires fins (biomicrites) en petits bancs et de calcaires microbréchiqes, Sénonien.

- à la base, éch. I 0324 *Globotruncana coronata* BOLLI
(biomicrite) *G. angusticarinata* GANDOLFI
(dét° J.J. Fleury) *G. tarfayaensis* LEHMANN

Coniacien à Santonien

- à 18 m de la base,
éch. I 0325 *Globotruncana elevata* (BROTZEN)
(biomicrite) *G. stuartiformis* DALBIEZ

limite Santonien-Campanien

- à 40 m de la base, éch. I 0327 (biomicrite) dans des calcaires fins rosés et blancs : *Globotruncana ventricosa* WHITE
G. fornicata PLUMMER

Campanien ou Maestrichtien inférieur

-(2, fig. 64), au virage, fin de la coupe.

2-2-2. Coupe de la RN 111 (fig. 65) (coupe III-2)

Dans les écaillés les plus orientales de la carte de Goumeron, sur la RN 111, on trouve dans les synclinaux des couches de passage au flysch microplissées et faillées. On en retiendra qu'elles débutent au Maestrichtien supérieur. A partir de la route d'Androni, vers l'W, au premier virage, en direction de Panopoulou, en effectuant la coupe de 1 à 4, on observe en 1 (fig. 65) :

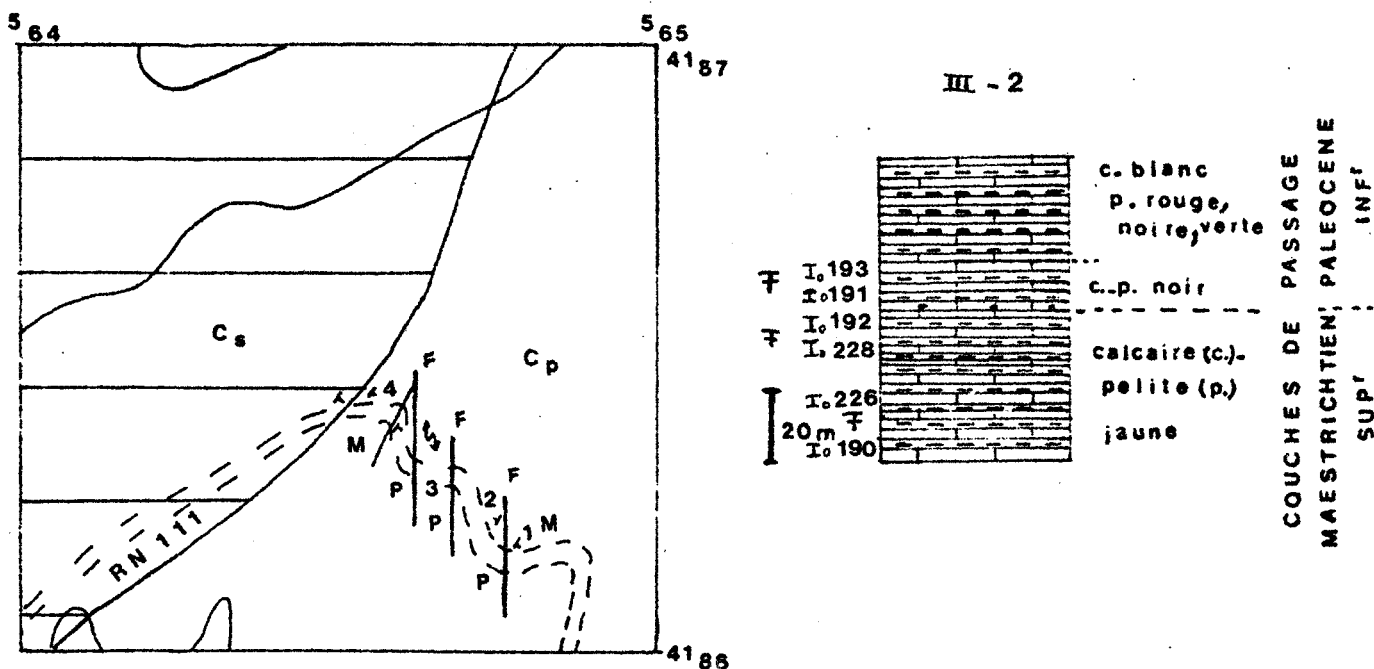


Fig. 65. Coupe de la RN 111 (III-2)

- des alternances de plaquettes calcaires jaunes (biomicrite) à lamination et lamination entrecroisée et de pélites jaunes (34 m), à pendage (50, N 135), microplissés .

(éch. I 0190)	<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN)
Maestrichtien supérieur	<i>G. stuarti</i> (DE LAPPARENT)
(dét° J.J. Fleury)	<i>G. mayaroensis</i> BOLLI
	<i>G. arca</i> CUSHMAN

(éch. I 0226)	<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN)
Maestrichtien supérieur	<i>G. mayaroensis</i> BOLLI
	<i>G. stuarti</i> (DE LAPPARENT)
	<i>G. cf. conica</i> WHITE
	<i>Racemigumbelina</i> sp.

une faille visible

- au virage suivant 2 , de l'E vers l'W, 10 m de calcaire noir (biomicrite) (éch. I 0191) et pélite noire à pendage (36, N 285) et des calcaires blancs et pélites rouges, noires, vertes, à microplis.

(éch. I 0191) *Globigerina triloculinoides* PLUMMER
(dét. J.J. Fleury) *Globorotalia* cf. *pseudobulloides* (PLUMMER)

Paléocène inférieur (Danien + ? Montien)

une faille visible

- (3), d'E en W,

- 4,8 m de calcaires et pélites rouges, inverse, à pendage (50, N 295)

- 5 m de microplis et faille probable

- (4), d'E en W

- 42 m de calcaires à lamination et lamination entrecroisée et de pélites jaunes à bleues où l'on observe :

- . le passage crétacé-éocène au sommet, pendage (50, N 122) avec des silex noirs :

- (éch. I 0193) *Globorotalia* cf. *trinidadensis* (BOLLI)
(biomicrite)

- Paléocène inférieur élevé *Globorotalia* cf. *praecursoria* (MOROZOVA)

- . le Maestrichtien supérieur : (dét. J.J. Fleury)

- (éch. I 0192) : *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)
Maestrichtien *G. contusa* (CUSHMAN)
(biomicrite) *G. cf. conica* WHITE

- (éch. I 0228) : *Globotruncana contusa* (CUSHMAN)
Maestrichtien supérieur *G. mayaroensis* BOLLI
(biomicrite) *G. cf. stuarti* (DE LAPPARENT)
Racemigumbelina sp.

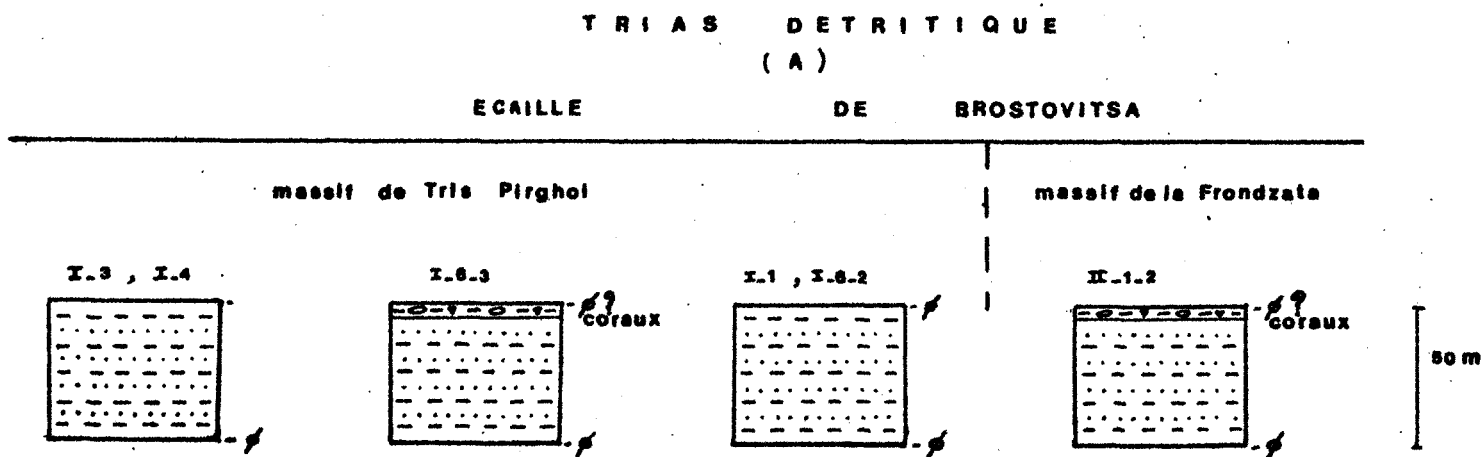
20 m avant l'entrée du village, on observe le contact entre le calcaire rosé et blanc à *Globotruncana* et calcaire microbréché du Sénonien (cs) à pendage (60, N 130) et les couches de passage (cp) du Maestrichtien - Paléocène décrites ci-dessus. A partir de ces données, une colonne a été réalisée (fig. 65).

2-3. Quelques coupes posant problème :

Sur la carte, apparaissent des bandes de "Formation à Blocs" (De Wever, 1975), dans des vires, entre deux contacts tectoniques, pincés entre les couches de passage au flysch et le Trias détritique de l'échelle orientale. Dans la vire à l'W de Kakotari, des fragments de calcaire du Pindé-Olonos de différents âges : Trias à Crétacé supérieur, des blocs de roche éruptive : des pyroclastites, des laves vertes ou violettes, compactes à amygdalaires, des roches grenues, ont été trouvées dans une matrice pélitique, il s'agit alors là typiquement de la "Formation à Blocs" d'âge indéterminé postérieur à l'Eocène (De Wever, 1976), qui serait pincée entre les échelles jusqu'au front de la nappe. Mais cette affectation est incertaine pour les bandes situées près du col de Prostovitsa et dans le graben (x = 5.64,5 ; y = 41.94), où l'on observe la succession stratigraphique suivante d'W en E : des jaspes rougeâtres ; des marnes roses à violettes à blocs de roches éruptives et de jaspes cuprifères, recouvertes d'éboulis ; des calcaires verdâtres à Halobies alternant avec des marnes roses à violettes. Ceci peut être corrélé soit à (A), soit à la "Formation à blocs", comme il a été figuré sur la carte, mais ceci est difficile à trancher étant donné le mauvais état des affleurements.

3. Corrélation stratigraphique

3-1. Trias détritique (A) (fig. 66)

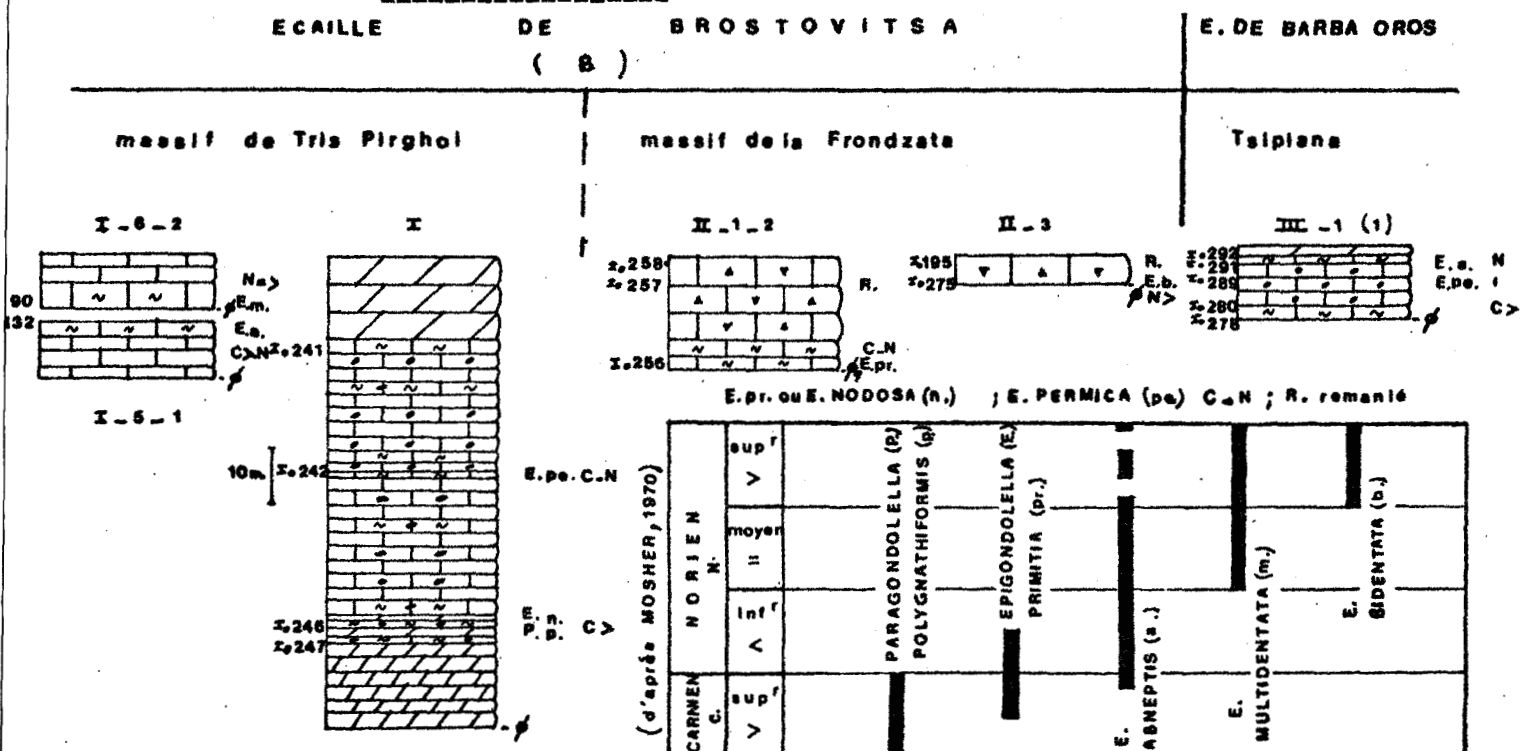


L'observation de l'ensemble (A) est toujours difficile étant donné qu'il affleure mal dans des vires et qu'il est coincé à la base des écaillés. Les quelques coupes sélectionnées, d'après les coupes décrites précédemment dans l'écaillé de Brostovitsa : massifs des Tris Pirghoï et de la Frondzata montrent des faciès identiques : grès à débris végétaux et pélites à nodules jaunes limoniteux, non datés paléontologiquement, d'épaisseur 50 m environ. Il n'est pas décrit dans l'écaillé de Barba Oros (coupe de Tsípiana) pour des raisons tectoniques vraisemblablement. Les quelques coupes observées ne m'ont pas permis d'effectuer l'étude sédimentologique de ces grès.

Seules les coupes de Kaletzi (I-3) et Alepkhori (I-4) montrent des calcaires à filaments intercalés dans les grès et pélites, on a donc étendu aux autres coupes par raison d'analogie de faciès lithologiques l'attribution au Trias détritique (A). Plus généralement, celle-ci est identifiable à la Série détritique Triasique (Dercourt *et al.*, 1973). Dans les deux massifs (coupes I-6-3 et II-1-2), observées pour la première fois en Grèce, des marnes jaunes s'intercalent au sommet de (A) et contiennent des Coraux, Chaetetida, Eponges (dét. J.P. Cuif) et blocs de calcaires à coraux à patine jaunâtre, mais à couleur beige à rougeâtre (brèche récifale, intrabiomicrite), d'âge Trias supérieur. Les calcaires sus-jacents à ces marnes, d'âge limite Carnien-Norien, à La Frondzata (coupe II-1-2), paraissent tectonisés ; ces marnes ne sont donc pas calées stratigraphiquement à leur partie supérieure. D'après J.P. Cuif et Marcoux (com. or.), un Trias supérieur marneux emballant des blocs de calcaires récifaux très fossilifères, rappelant les faciès du Trias de St Cassian (Carnien des Dolomites), est daté dans l'Akıncay (nappes d'Antalya, Taurides occidentales, Turquie) par les ammonites de la première zone du Norien. Le matériel observé en Turquie est très voisin de celui observé en Grèce, le matériel grec étant nettement moins beau. Ces faciès récifaux viennent s'ajouter à la découverte de blocs de calcaires ammonitico rosso par Tsoflias (1969) au front du Pinde-Olonos. La présence de roches éruptives dans (A) reste un problème non résolu, qui trouvera sa solution dans les gorges d'Alepkhori le jour où elles pourront être gravies.

En conclusion, dès le Trias, la zone du Pinde-Olonos est individualisée avec un bassin de bathymétrie inconnue (peu profond de type plate-forme ?), où se dépose une série détritique, qui passe latéralement vers l'W (partie externe) et vers l'E (partie interne) (Dercourt, 1964) à des faciès récifaux et ammonitico-rosso ; je propose donc dès le Trias de ranger la série observée dans la série externe du Pinde-Olonos. De plus, la découverte de faciès récifaux vient renforcer la comparaison entre la série du Pinde et les faciès antalyotes (Taurides, Turquie).

3-2. Trias calcaire (B) (fig. 67)

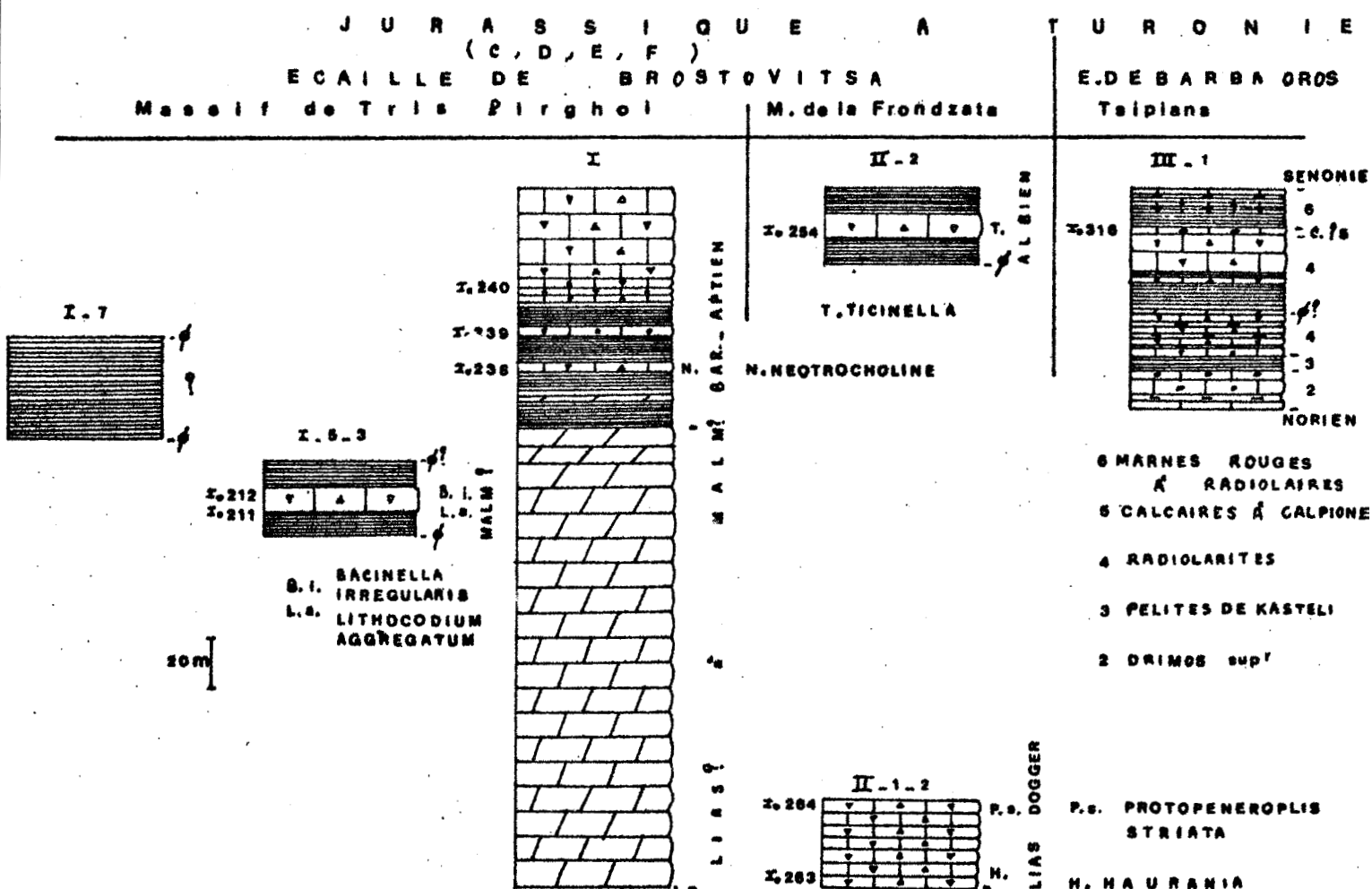


- Dans le Massif des Tris Pirghoi, la coupe type I est la plus complète (90 m environ) avec 20 m de dolomies jaunes à la partie inférieure transitionnelle entre (A) et (B), une partie moyenne (50 m) formée de calcaires à filaments et conodontes, d'âge limite Carnien-Norien, une partie supérieure (20 m) dolomitisée. Les calcaires de la partie moyenne sont blancs, fins, souvent recristallisés en sparite, à silexite, sans aucune passée de jaspe et de pélite. Comme le montrent I-2, I-4, I, ces calcaires sont dolomitisés, silicifiés (silexite) et calcitisés (sparite). I-6-2 complète I, puisqu'elle est datée du Norien ; (B) est donc connu du Carnien supérieur au Norien.

- Dans le Massif de la Frondzata, II-1-2 et II-3 montrent des calcaires à filaments et conodontes, d'âge limite Carnien-Norien, surmontés par des microbrèches et des macrobrèches. Ceci ne pose pas un problème de corrélation entre les deux massifs, puisque ces brèches s'additionnent à la série fondamentale au niveau du flanc du bassin ; d'ailleurs celles-ci peuvent être masquées par la dolomitisation de la partie supérieure de I (B).
- Donc, dans l'écaille de Brostovitsa, (B) peut être corrélé.
- Dans l'écaille de Barba Oros (coupe de Tshipiana III-1), les calcaires à filaments et conodontes (1) (13 m) sont d'âge Carnien supérieur-Norien moyen et ils sont surmontés par un banc de dolomie. En sachant que l'on se rapproche du secteur médian de la nappe, l'absence de microbrèches n'est pas étonnante ; d'autre part l'âge est équivalent ; donc les ensembles (B) et (1) des écailles de Barba Oros et de Brostovitsa sont corrélables.
- Dans la partie médiane du Pinde (Flament, 1973), dans la coupe de Livardji, la partie inférieure des calcaires de Drimos (90 m) est essentiellement calcaire, plus calcaropélitique à la base et au sommet. Une partie de jaspes la limite au sommet. L'ensemble (1) de l'écaille de Barba Oros peut être corrélé avec la partie inférieure des calcaires de Drimos étant donné l'identité de la lithologie et de l'âge ce d'autant plus qu'il est possible que dolomie et jaspe soient d'origine secondaire, et donc puissent s'interchanger.
- Conclusion : l'ensemble B de l'écaille de Brostovitsa et 1 de l'écaille de Barba Oros sont corrélables avec les Calcaires de Drimos inférieur définis dans un secteur médian de la nappe du Pinde-Olonos. L'âge de (B) est Carnien supérieur-Norien supérieur ; les faciès y sont très variables ; les microbrèches et macrobrèches sont le signe d'une bordure de bassin, de bathymétrie inconnue ; 2 hypothèses prévalent :
 - le milieu est profond : dépôt pélagique de marge continentale (Bernouilli et Jenkins, 1974),
 - le milieu est peu profond de type plateforme, où se comprendrait mieux la diagenèse importante (discussion in Caron, 1975).

On peut comparer ce Trias calcaire à celui de l'unité frontale du Pinde occidental où Caron (1975) observe des calcaires cristallins et dolomie ou à celui de la série de Magassa en Crête où Bonneau et Zambetakis (1975) observent des calcaires bioclastiques et des conglomérats. On peut donc encore parler de série externe du Pinde-Olonos pour le Trias calcaire de la carte de Goumeron.

3-3. Jurassique (Lias C, Dogger D, Malm E) - Eocrétacé à Sénonien basal (F) :
(Fig. 68)



On a regroupé les ensembles (C-D-E-F) dans ce paragraphe, étant donné que (C-D-E) sont dans certaines coupes indiscernables, alors que dans d'autres (E ou F) ne sont pas distinguables.

- Dans le Massif des Tris Pirghoi :

Dans la coupe type I : (C-D-E) (épaisseur 200 m) sont indiscernables, ces dolomies ne sont pas fossilifères et sont attribuées au Jurassique puisqu'elles sont comprises entre un Trias supérieur daté (B) et un Crétacé inférieur daté (F). (F) est représenté par des jaspes, dolomies, microbrèches datées du Barrémo-aptien au moins (épaisseur 60 m).

La coupe I-7 montre des jaspes rouges non datés attribuables à (E ou F) ; la coupe I-5-3 montre des jaspes et des microbrèches attribuables au Jurassique supérieur au moins, donc à (E ou F).

Il semble donc que (C) et (D) soient calcaires, que (E) soit calcaire ou jaspeux, que (F) soit formé de jaspes et de microbrèches.

Les lits de jaspes sont réduits ou absents et les dolomies abondantes en (D, E) et la dolomitisation importante pour (C, D, E) alors que la silicification l'emporte pour (F).

- Dans le Massif de la Frondzata :

La coupe II-1-2 montre des microbrèches (C-D-E) datées du Lias moyen - Dogger par *Haurania* sp. et de l'Aalenien-Tithonique par *Protopeneroptis striata*. La coupe II-2 montre des jaspes et des microbrèches datées de l'Albien par *Ticinella* sp. Les jaspes semblent donc réduits pour (Dpp-E) alors que les microbrèches sont abondantes, (F) est silicifié.

- Donc, la corrélation entre les deux massifs est aisée puisque les dolomies secondaires ont dû oblitérer des microbrèches et que (F) se présente sous le même faciès avec des datations semblables : Barrémo-aptien au moins et Albien. Il en résulte, étant donné les remarques précédentes, que globalement les ensembles (C-D-E-F) ne peuvent pas être dissociés et ont été groupés en une formation cartographiable.

- Dans l'écaille de Barba Oros, la coupe III-1 permet de distinguer :

- (2) : 16,1 m de calcaires alternant avec des pélites vertes sans doute Jurassique (Lias probable ?)
- (3) : 6 m de pélites rouges avec quelques niveaux de jaspes, non daté
- (4) : 49 m de jaspes rouges à multicolores, pélites rouges, microbrèches, d'âge sans doute Jurassique, tectonisés
- (5) : 3 m d'alternance de calcaires fins rosés à fragments de calpionnelles (?), de jaspes et de pélites rouges
- (6) 14,6 m de pélites rouges-jaspes multicolores et microbrèches, surmontés de calcaires Sénonien (7).

Cette coupe, certainement tectonisée, est très intéressante et différente de celles observées dans l'échelle de Brostovitsa. Les microbrèches ont fait place à des calcaires fins au niveau de (2) ; alors qu'elles persistent tout en diminuant, accompagnés de pélites et de jaspes au niveau de (3, 4), et de pélites, jaspes et calcaires rosés au niveau de (6). L'épaisseur de la série, certainement diminuée par la tectonique, n'en reste pas moins condensée. Si l'on pense à une sédimentation sur un flanc de bassin, accompagné de dolomitisation et silicification, il est possible de voir en ces ensembles (2, 3, 4, 5, 6) distinguables de l'échelle de Barba Oros un équivalent latéral de la formation (C-D-E-F) de l'échelle de Brostovitsa.

- Dans la partie médiane du Pinde (Flament, 1973) :

- La coupe de Livardji montre la partie supérieure des calcaires de Drimos (50 m), surtout calcaire, Lias probable. Ceci peut être corrélié avec (2) de la coupe III-1.
- Cette coupe montre aussi les Pélites de Kasteli (30 m) à dominante pélitique accompagnés de calcaires graveleux et de calcaires argileux, datés du Lias supérieur - Dogger. Ceci peut être corrélié avec (3) de la coupe III-1 composée de pélites, pouvant comporter également des jaspes et des microbrèches (?).
- Les Radiolarites (100 m), d'âge Dogger-Malm, datés au mur et au toit, composés de radiolarites et d'alternance de jaspes-pélites, additionnées de microbrèches à l'E de Livardji ; or ceci correspond à la description de (4) de la coupe III-1.
- Les Calcaires à calpionnelles n'étaient pas observés en Péloponnèse jusqu'ici. Le matériel en cours d'étude montrera s'il existe en (5) sur la coupe III-1.
- Les Marnes rouges à radiolaires et le Premier Flysch : (Eocrétacé-Sénonien basal). La coupe de Livardji (20 m) montre des alternances de pélites et de brèches (Marnes rouges à radiolaires) très semblables à (6) de la coupe III-1.
Le Premier Flysch n'existe ni à Livardji, ni à l'W de Tsipiana.

Conclusion : Il est possible de voir dans les ensembles (C) (D) (E) (F), groupés en une formation, de l'écaïlle de Brostovitsa un équivalent latéral de la succession suivante : Calcaires de Drimos supérieur (2), Pélites de Kasteli (3), Radiolarites (4), Calcaires à calpionnelles (5), Marnes rouges à radiolaires et Premier Flysch (6) ; succession qui est observée dans l'écaïlle de Barba Oros transitionnelle avec la partie médiane de la nappe du Pinde (Flament, 1973).

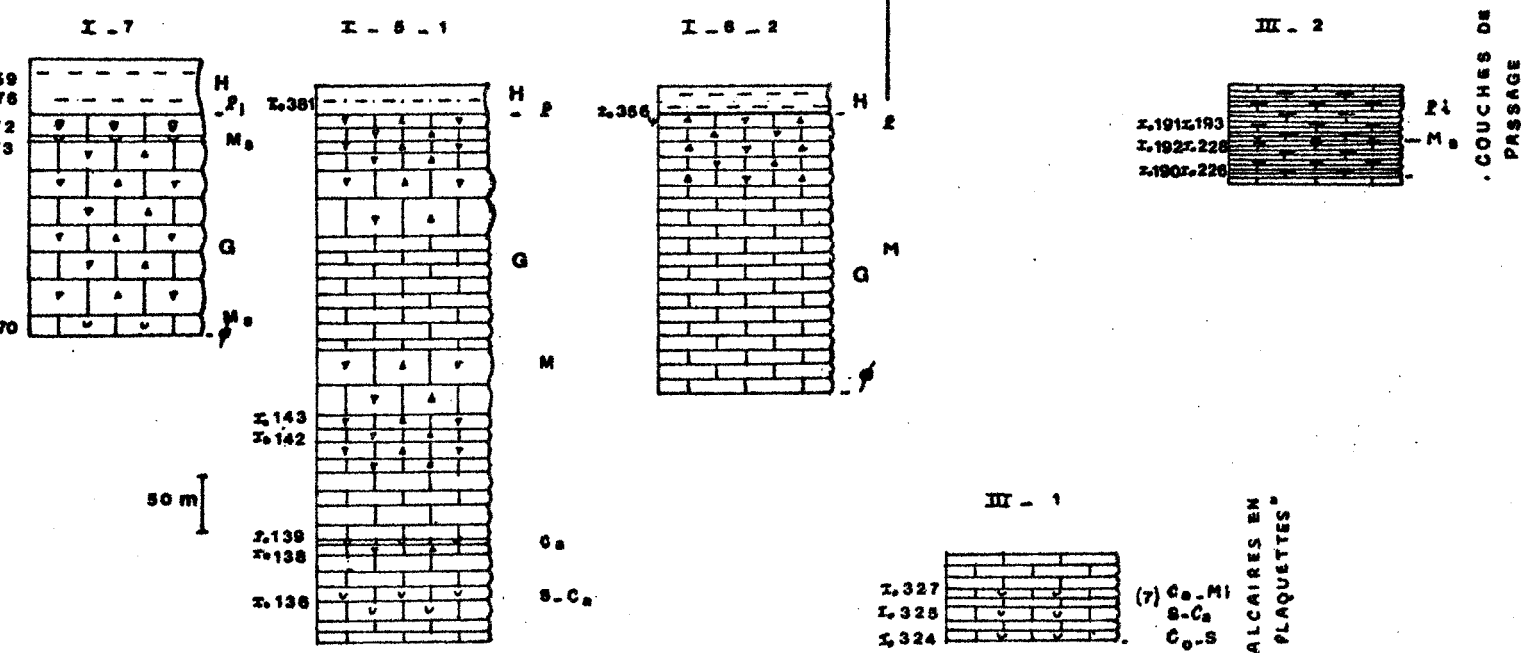
La série décrite dans l'écaïlle de Brostovitsa représente une série du Pinde-Olonos externe. Au point de vue bathymétrie, le milieu est soit une bordure de bassin profond où se déposent des radiolarites dont l'épaisseur est plus réduite qu'au centre du bassin, et des microbrèches très importantes, soit une bordure de bassin peu profond avec une silicification secondaire (discussion in Caron, 1975). Par certains caractères, cette série se rapproche de la série du Pinde occidental ou de la série d'Ethia et de Mangassa ^{en} Crête. A Ayios Vlassios, Fleury (1974) a signalé des microbrèches et des dolomies. Bonneau (1975) et Bonneau et Zambetakis (1975) ont décrits des calcaires bréchiques dans le Pinde-Ethia pour le Malm et des calcaires graveleux et dolomie sans radiolarites pour le Malm de la série de Mangassa.

3-4. Sénonien-Paléocène (G), (H) (fig. 69)

SENONIEN - PALEOCENE

E. DE BROSTOVITSA (M. de Tris Pirghoi)
(G) - (H)

E. DE BARBA OROS



C₀ : Coniacien, S : Santonien, C₂ : Campanien, M₁ & M₂ : Maastrichtien inf. sup., P₁ : Paléocène inf.

L'étude en est assez aisée malgré les contacts anormaux existant dans ces calcaires.

- Ecaille de Brostovitsa (Massif de Tris Pirghoi) :

La coupe I-5, puissante de 500 m environ, nous montre de bas en haut, l'ensemble G : "Sénonien calcaire" Coniacien (?) Santonien-Campanien, Campanien, épais de 100 m à calcaires fins à microfaune dominant ; puis le Maestrichtien (environ 400 m) passant au Paléocène vers le sommet comme nous le montrent les coupes I-6-2 et I-7, qui contient de nombreux niveaux de microbrèches, macrobrèches à débris de rudistes, dolomies blanches en gros bancs, intercallés de calcaires fins (biomicrite) , de calcaires fins à lamination et lamination entrecroisée (photo). Les microbrèches Maestrichtien supérieur et Paléocène montrent de nombreux éléments de calcaire de type Gavrovo.

. l'ensemble (H) : les couches de passage au flysch sont d'âge Paléocène inférieur, formées de marnocalcaire et de pélite rougeâtre, accompagnés de microbrèches et de grès.

- Ecaille de Barba Oros :

Je décrirai l'ensemble (7) de la coupe III-1 de Tsipiana et les couches de passage (Cp) de la coupe III-2 de la RN 111.

- (Coupe III-1)

. (7) : On n'observe que la partie inférieure (80 m) des calcaires Sénonien, qui montrent le Coniacien-Santonien, le Santonien-Campanien et le Campanien-Maestrichtien inférieur sous forme de calcaires fins à microfaune prédominants sur les calcaires microbréchiques. Il semble que le Maestrichtien soit réduit par rapport aux coupes précédentes.

- (coupe III-2)

. (Cp) : Couches de passage au flysch qui débute au Maestrichtien supérieur par des calcaires jaunes et des pélites jaunes (34 m) présentant des silicites noirs au passage crétacé-paléocène, des calcaires noirs et des pélites noirs (10 cm) Paléocène inférieur, puis des calcaires blancs et des pélites rouges vertes, noires.

- Dans la partie médiane de la nappe :

(Flament, 1973) décrit les "Calcaires en plaquettes Sénonien" (250 m environ) et les Couches de passage au flysch Maestrichtien supérieur à la base et Paléocène supérieur au sommet (100 m), puis le flysch éocène très épais.

Conclusion :

La base de (G), (7) (Calcaires en plaquettes) est identique dans les trois secteurs, seul varie le Maestrichtien ; en effet dans l'écaille de Brostovitsa les microbrèches et macrobrèches y sont très importantes, ce qui porte l'épaisseur de l'ensemble entier à 500 m et de plus la sédimentation calcaire continue jusqu'au Paléocène pour faire place aux couches de passage au flysch (H) ; alors que dans l'écaille de Barba Oros et dans la partie médiane du Pinde, les microbrèches sont moins importantes, ce qui diminue l'épaisseur de la série (250 m environ) et les couches de passage au flysch débutent au Maestrichtien supérieur et se poursuivent jusqu'au Paléocène supérieur pour faire place au flysch éocène.

La corrélation peut être faite entre (G) et les "Calcaires en plaquettes" Sénonien (7) et entre (H) et les couches de passage au flysch qui sont diachroniques. Ceci s'interprète aisément si le matériel de l'écaille de Barba Oros s'est déposé à la bordure d'un bassin, cette formation correspond donc ici encore à une zone du Pinde-Olonos externe.

Au point de vue bathymétrie, l'analyse sédimentologique nous conduit aux réflexions suivantes pour (G) : les calcaires fins (biomicrites) sont des nephelites calcaires, les calcaires fins à lamination et lamination entrecroisée (photo) sont des turbidites calcaires, les microbrèches (intrasparudites) et macrobrèches (photo) sédiments transportés, ravinent les calcaires sous-jacents suivant des chenaux, des traces de courants (flute-casts) (photo) sont observés. Les éléments des calcaires microbréchiques et macrobréchiques sont originaires de la série du Pinde-Olonos ou d'une autre série, par exemple celle de Gavrovo, preuve de la proximité de cette zone lors de la sédimentation calcaire. Ce pourrait être des dépôts de bordure de bassin profond dans lesquels s'interstratifieraient des arrivées turbides et de microbrèches, le dépôt est donc du type "flysch calcaire", Maillot (1976) arrive à cette même conclusion. Par contre Aubouin (1959) avait préféré parler de récurrence de la sédimentation carbonatée entre deux flysch ; il avait reconnu que les processus de transport (courant de turbidité) dans les Calcaires en plaquettes Sénonien étaient identiques à ceux connus dans le flysch.

Les couches de passage contiennent en outre des grès et des pérites et présentent les mêmes figures que précédemment, le dépôt est alors du type "flysch" calcaire (Maillot, 1973). Finalement, si on étudie le Flysch éocène, il ne présente plus que des grès et des pérites et est alors

du type "flysch" franc. Les processus de dépôt sont identiques, seules les matériaux diffèrent. Dans le cas du Sénonien, on observe la gradation suivante : "flysch calcaire" comprenant microbrèche, macrobrèche, calcaires fins (nephelites) , calcaires à lamination et lamination entrecroisée (turbidites) sur les flancs du sillon (domaine proximal) puis calcaires fins (nephelites) et turbidites, et enfin calcaires fins (nephelites) au centre du sillon (domaine distal). La mesure du sens des paléocourants grâce aux laminations entrecroisées pourrait permettre une meilleure connaissance au Sénonien du sillon du Pinde, qui est complexe comme l'a montré Fleury, 1970.

Cette série est comparable à celle du Pinde-occidental (Aubouin, 1959) ; la base des couches de passage au flysch a été datée du Paléocène supérieur (Caron, 1975) dans l'unité de l'Askimos, Eocène moyen dans la série d'Ethia (Aubouin *et al.*, 1965), Lutétien supérieur (Bonneau et Zambetakis, 1975) dans la série de Mangassa.

3-5. La Formation à blocs (De Wever, 1975, 1976)

Je l'inclus ici dans cette étude puisqu'elle est coincée tectoniquement jusque dans les écailles du front de la nappe du Pinde-Olonos ; c'est plus une attribution tectonique qu'une attribution paléogéographique. Elle a été mise en évidence au S de Kakotari, où l'on observe des marnes emballant des blocs de roches éruptives et de calcaires du Pinde-Olonos d'âge différent. Ceci reste un problème difficile à résoudre.

4. Conclusion : Colonnes synthétiques, (fig. 70)

L'analyse stratigraphique met en évidence l'existence d'une série du Pinde-Olonos externe dans l'écaille de Brostovitsa, alors que la série de l'écaille de Barba Oros est intermédiaire de la série du Pinde-Olonos médian (Flament, 1973).

Cette série, analysée dans l'écaille de Barba Oros, ressemble au Pinde externe de Grèce continentale (Aubouin, 1959 ; Caron, 1975) pour certaines parties et pour d'autres aux séries d'Ethia et de Mangassa de Crète (Bonneau, 1975 et Bonneau, Zambetakis, 1975). La zone du Pinde-Olonos s'est individualisée dès le Trias supérieur et présente des faciès de bordure externe de bassin, qui annonce le passage à des zones plus externes de type Gavrovo, présents dans les microbrèches.

Ch. II. : ETUDE TECTONIQUE

On se reportera à la carte, au schéma structural (fig. 71), aux coupes (fig. 72).

1) Commentaire de la carte géologique :

1-1. Ecaillés et plis :

- Dercourt (1964) a distingué dans le Pinde-Olonos en Péloponnèse pour la région qui nous intéresse ici : le système des écaillés de nappe où il reconnaît des écaillés frontales où le style tectonique est massif (écaillés de Brostovitsa et de Barba Oros).

- Flament (1973) décrit dans les écaillés frontales 3 unités qui sont d'W en E :

- | | | |
|-------------------------|---|--|
| - l'unité frontale | } | écaillé de Brostovitsa de Dercourt
(1964) |
| - l'unité de l'Olonos | | |
| - l'unité de Barba Oros | | |

La coupe étudiée est celle des gorges d'Alepokhori et montre l'unité frontale à contact chevauchant subhorizontal avec un style souple; l'unité de l'Olonos puissante et plissée ; l'unité de Barba Oros à contact basal penté à 45° vers l'E.

- Sur la carte de Coumeron, j'observe dans l'écaillé de Brostovitsa (Massif de Tris Pirghoi) au front de la nappe un matelas d'écaillés frontales très serrées, on en reconnaît d'abord 3, puis l'analyse stratigraphique suggère qu'à la base de ces écaillés formées surtout de calcaires Sénonien la série infra-Sénonien n'existe qu'en lambeaux discontinus ou même que les calcaires Sénonien peuvent les constituer seuls. Sur le versant E du Pirgos, au N de Kakotari, s'observe une écaillé à contact tectonique penté à 45° vers l'E. A l'E du Kalifaikos, viennent des écaillés du Massif de la Frondzata ; enfin l'écaillé de Barba Oros montre des plis anticlinaux et synclinaux, les synclinaux devenant larges et microplissés dans l'ensemble H (couches de passage).

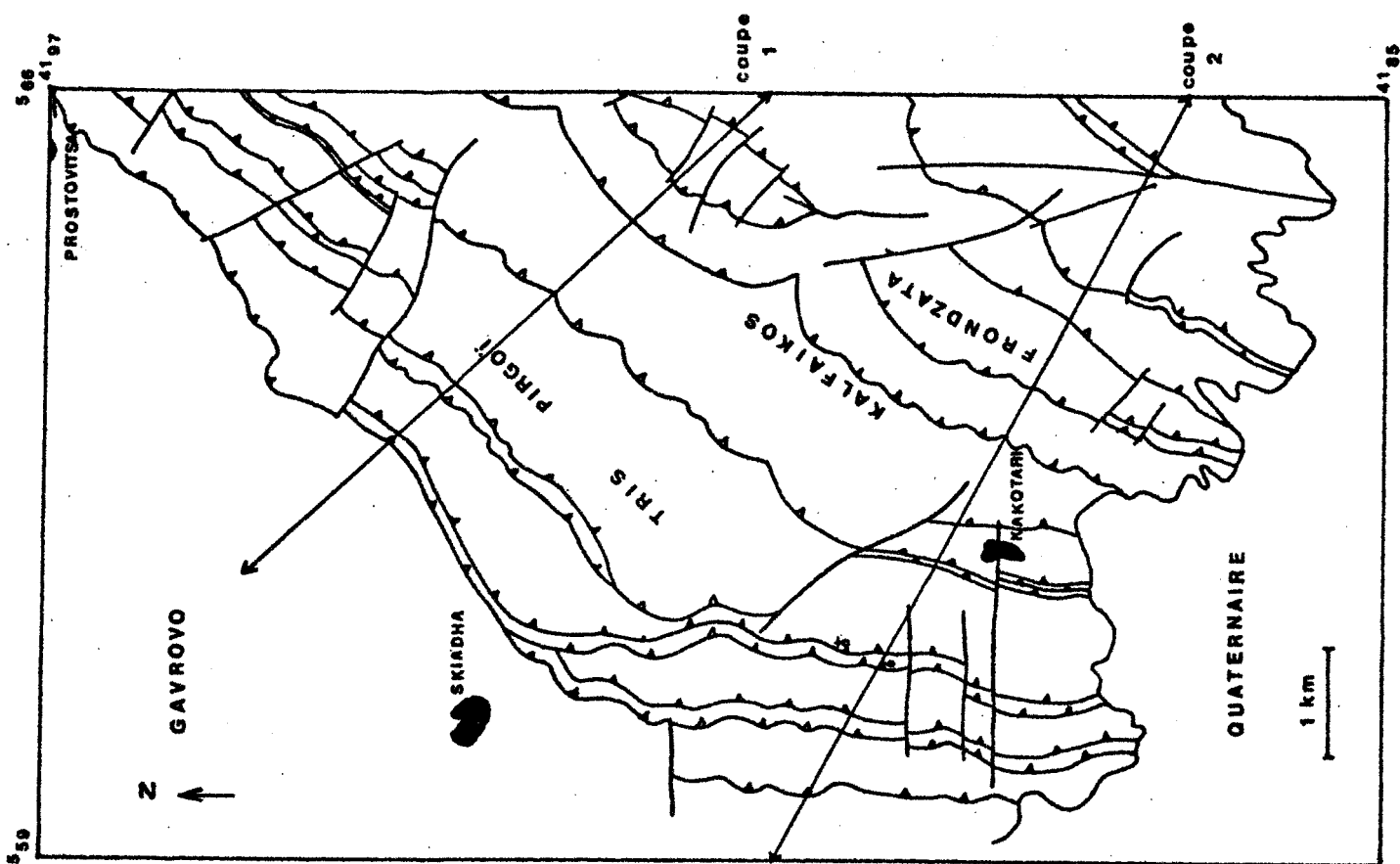


Fig. 71. Schéma structural de la série du Pinde-Olonos (Carte de Goumeron).

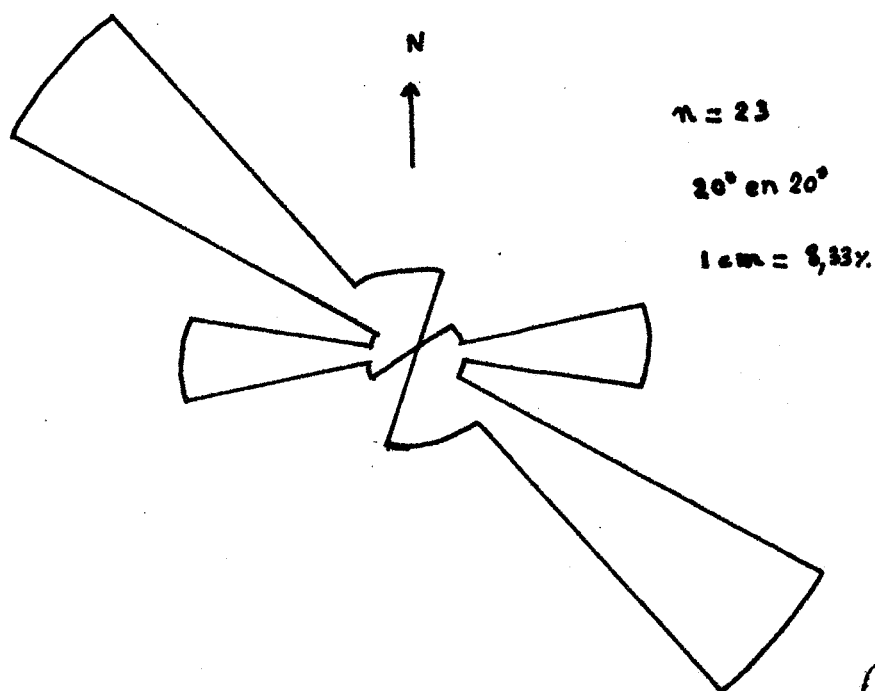
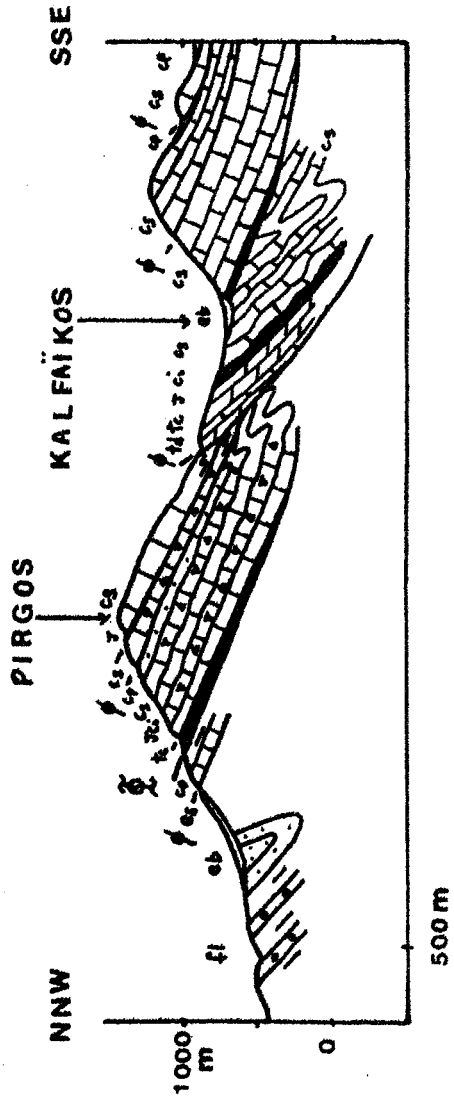


Fig. 73. Failles verticales observées dans le Pinde-Olonos



BUS LILLE

COUPE 1



LEGENDE

- eb eboulis
- fl flysch
- cr couches de passage
- es eocene sup.
- fb formation a blocs

- cs couches de passage
- cs cretace sup.
- ci cretace inf.
- jurassique
- trias calcaire
- trias detritique

COUPE 2

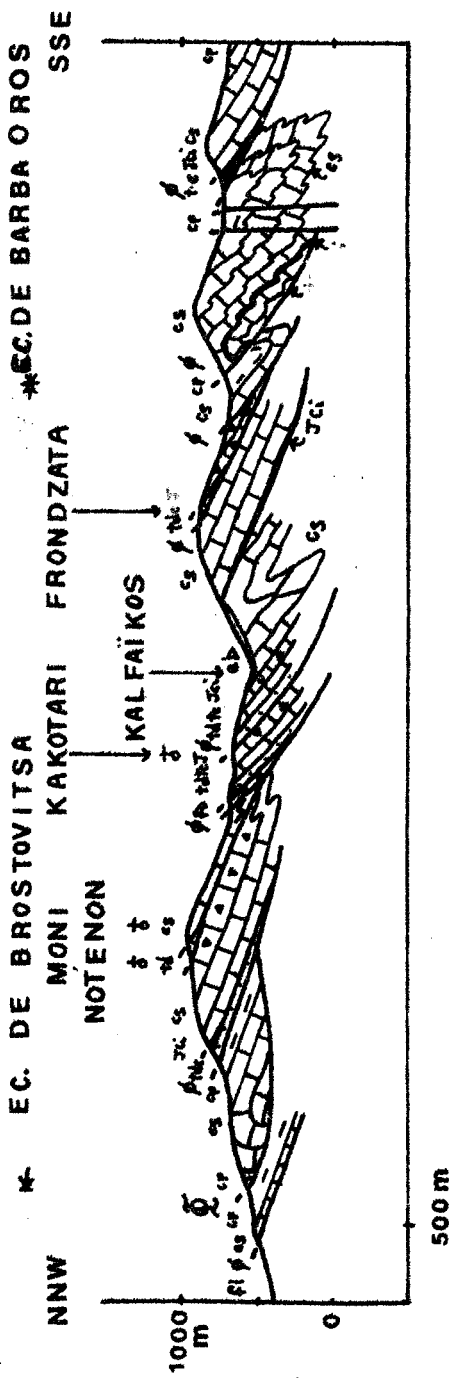


Fig. 72. Coupe du Pinde-Olonos (Carte de Goumeron)

1-2. Failles :

Une rosette de failles verticales à subverticales observées sur le terrain a été construite (fig. 73). Sont représentées la direction N-S, la direction E-W (25%), la direction N 130 (50%). Les failles de direction E-W affectent le front au S du monastère de Moni Notenon, ce sont des failles subverticales normales à rejet S qui descendent le Pinde-Olonos au niveau du Quaternaire. D'ailleurs, cette direction affecte le Quaternaire au S de la carte de Goumeron et au S du Kalfaïkos. La direction E-W et peut être sa conjuguée N-S est dans certains cas tardive et pour d'autre anté ou syncharriage du Pinde-Olonos sur le Gavrovo, puisqu'on observe des failles E-W qui affectent le flysch du Gavrovo et l'écaïlle basale du front du Pinde-Olonos sans affecter le reste (ex. la faille au S de Skiadha). Par contre, on observe un maximum pour le Pinde-Olonos entre N 120 et N 140 et pour les calcaires et le flysch du Gavrovo entre N 100 et N 120 ; ces failles verticales à subverticales à rejet important délimitent des compartiments à structure très différente les uns des autres en faisant réapparaître des niveaux structuraux plus profonds. Ces accidents affectant le Pinde-Olonos et le Gavrovo sont post mise en place de la nappe du Pinde-Olonos et d'âge compris entre l'Oligocène supérieur et le Pleistocène.

Nous évoquerons enfin le problème d'un contact frontal de la nappe où les failles verticales joueraient un grand rôle, bien qu'elles n'aient pas été perçues.

2) Conclusion

Il nous faut retenir le style d'écaïlles très serrées au front de la nappe du Pinde-Olonos et quelques données sur la tectonique cassante affectant le Gavrovo, le Pinde-Olonos et le Quaternaire avec des discontinuités syn et post mise en place de la nappe du Pinde-Olonos et syn-Quaternaire.

CONCLUSION GENERALE DU PINDE-OLONOS

STRATIGRAPHIE (voir fig. 70, p. 164)

L'écaille de Brostovitsa (Dercourt, 1964) est à matériel du Pinde-Olonos externe ; on y distingue :

- un ensemble détritique triasique (A) corrélable avec la Série détritique triasique (Dercourt, Flament, Fleury, Meilliez, 1973), présentant un faciès récifal à sa partie supérieure.
- un ensemble calcaire triasique (B) corrélable avec les Calcaires de Drimos inférieur (Flament (1973)).
- une formation calcaire du Lias au Sénonien basal (C, D, E, F) corrélable aux Calcaires de Drimos supérieur, Pélites de Kasteli, Radiolarites, Calcaires à Calpionnelles, Marnes rouges à radiolaires (Dercourt, Flament, Fleury, Meilliez, 1973 et Fleury, 1974).
- un ensemble calcaire (G) d'âge Sénonien-Paléocène corrélable aux "Calcaires en plaquettes" Sénonien (Aubouin, 1959), identifiable à un "Flysch calcaire".
- un ensemble terrigène, les couches de passage au flysch, (H), Paléocène, corrélable avec les Couches de passage (Aubouin, 1959).

TECTONIQUE

On en retiendra l'écaillage très serré au front de la nappe du Pinde-Olonos.

3ème partie : LE QUATERNAIRE DE LA CARTE DE GOMERON

INTRODUCTION

Le S de la carte de Goumeron est occupé par des formations que l'on rattachait au Plioquaternaire (Dercourt, 1964 ; Dufaure, 1975), discordantes sur le flysch du Gavrovo (Ionien ?) et sur le Pinde-Olonos ; et par des formations superficielles disséminées sur l'ensemble de la carte. J'ai effectué le lever cartographique, puis j'ai comparé et complété ce lever avec les travaux de Hageman (1975) et de Dufaure (1975). L'étude géographique de ce secteur permet de distinguer :

- au SE, le Plateau de Koumani (500-700 m), couvert d'une forêt de chêne vert et disséqué par des canyons (photo).
- au S, une cuesta au niveau du village de Goumeron (photo).
- au N et à l'W, des collines de part et d'autre de la vallée du Ladhon d'Elide, au travers duquel est construit un barrage.

Ch. I : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

1) Pleistocène :

1-1. Pleistocène inférieur :

Pendant longtemps, ces formations furent attribuées au Plioquaternaire, datées par la malacofaune (faciès astien d'Elide, Mitzopoulos, 1940 ; Papp, 1953 ; Dercourt, 1964 ...) ou par la microfaune (Davis, 1957 ; Le Calvez in Dercourt, 1964 ...). On se reportera aux bibliographies de Hageman (1975) et Dufaure (1975). Les travaux ultérieurs ont montré que si la malacofaune ou la microfaune citées sont de bons indicateurs de milieu, en revanche leur valeur stratigraphique est médiocre. Hageman (1975), dans une thèse traitant de toute la région autour de Pyrgos, a utilisé la nanofaune (coccolithes), marqueur stratigraphique intéressant, lui permettant d'attribuer un âge Miocène-Pliocène final à une formation faite d'argile, de sable et de lignite, appelée formation de Platana, présente à la base au N des monts Lapidhas (SE de Pirgos) et un âge Pleistocène à une formation marine, faite de sables et d'argiles, appelée formation de Vou-nargon. Enfin, il a attribué un âge Pleistocène aux formations continentales d'Olympia, de Valmi, d'Erymanthos, équivalents latéraux de cette formation marine.

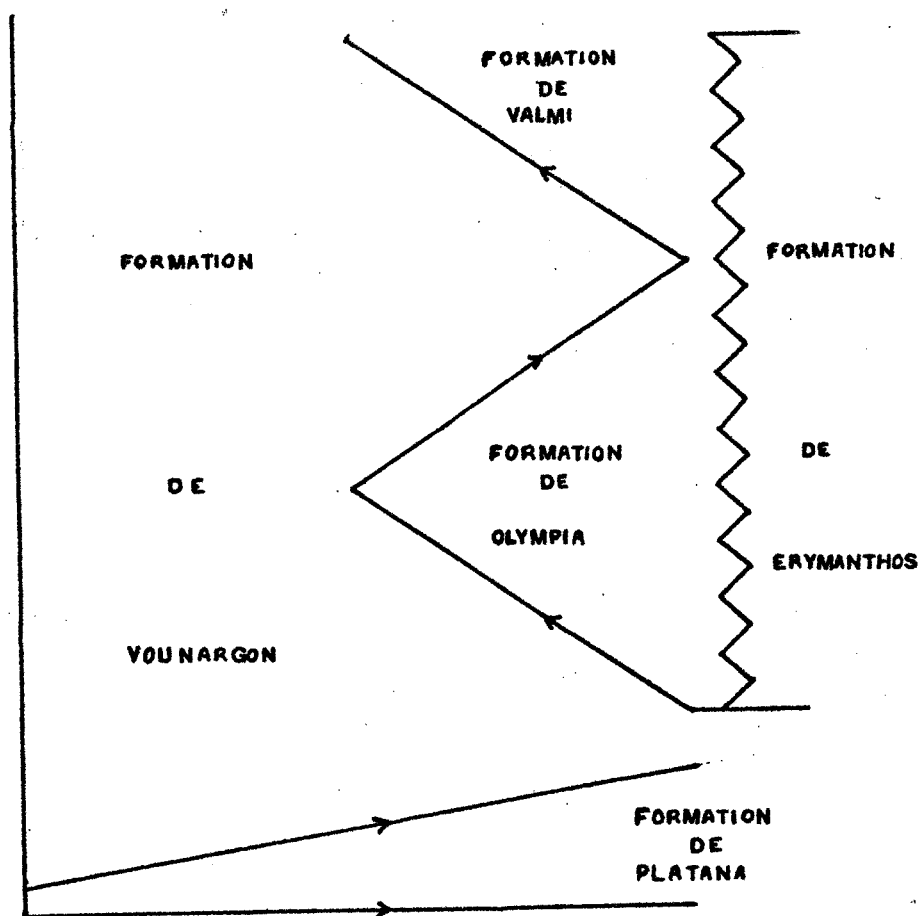


Fig. 74. Formations Pleistocène inférieur, d'après Hageman (1976)

Plus précisément, Hageman (1975) distingua :

- la formation de Platana : absente de la carte de Goumeron, son âge est Miocène-Pliocène final , épaisseur : 150 m.
 - la formation marine de Vounargon : présente sur la carte de Goumeron, d'Effira à Goumeron, elle est formée d'alternances de sables et d'argiles, d'âge Pleistocène. Le dépôt est littoral, les corps sableux à stratification entrecroisée sont érigées en barrières par des courants longeant la côte. La faune suggère un milieu marin peu profond (littoral) passant sur la bordure à un milieu saumâtre ou même lacustre, épaisseur : 400 m.
- Soit des exemples pris sur les cartes de Goumeron et d'Amalias :

La coupe de la route Effra-Amalias (carte d'Amalias) montre de bas en haut :

- 10 m de marnes sans faune
- 5 m de marnes à malacofaune
- quelques mètres de sables
- quelques mètres de grès à malacofaune (lumachelles)
- 5 m de marnes à malacofaune
- 5 m de sables avec deux niveaux à forte concentration de malacofaune et à ostracodes.

- Observation sur la route Koutsokhera-Mazaraki (carte de Goumeron) :

On y observe des alternances de marnes et de corps sableux, un mince niveau de gypse ; des ostracodes et une malacofaune abondante.

- Observation de la cuesta de Goumeron :

Le village de Goumeron est construit sur le sommet de la cuesta des sables et marnes de la formation de Vouzargon, penté (8, N 10) à Goumeron. Les sables roux à nombreuses stratifications entrecroisées contiennent des foraminifères (détermination H. Hageman :

- *Elphidium* sp.
- *Ammonia beccarii* (LIN.)
- *Cibicides lobatulus* (WALK. et JAC.)

Les marnes bleues contiennent beaucoup plus de foraminifères :

- *Ammonia beccarii* (LIN.)
- *Ammonia tepida*
- *Elphidium crispum* (LIN.)
- *Florilus aste virans*
- *Valvulineria brodyiana* CUSH.
- *Cibicides dutemplei*
- *Cuibranonion advenum*

Les formations terrestres équivalentes de la précédente :

- Remarque : elles ne sont pas datées et ont été attribuées au Pleistocène par corrélation avec la formation de Vouzargon.

- la formation d'Olympia :

Ce sont des silts de couleur rouge à violette, définie à Olympia, équivalent latéral de la formation de Voumargon ; en outre, nous verrons que c'est un équivalent latéral de la formation d'Erymanthos. Ce sont des dépôts fluviatiles et lacustres, présents sur la carte de Goumeron, épaisseur : 250 m.

- la formation de Valmi :

Ce sont des intercalations d'argiles brunes à vertes, et de sables et de silts blancs à jaunes avec des conglomérats consolidés ou non consolidés, fluviatiles et lacustres, équivalent latéral de la formation de Voumargon ; en outre, nous verrons que c'est un équivalent latéral de la formation d'Erymanthos. Sur la carte de Goumeron, on l'observe :

- A Valmi, où elle a été définie, dans les falaises du Kalifaikos, et près du lac artificiel, zone de transition entre les formations de Valmi et de Voumargon.
- Sur la RN 111, dans les lacets qui montent à Ayia Trias (photo), où l'on observe des passées sableuses et marneuses entrecoupées de chenaux de conglomérats non consolidés qui pourraient être les appendices des conglomérats de l'Erymanthos. On observe là la discordance de ce Pleistocène horizontal sur le flysch de Gavrovo plissé ; juste au-dessus de la discordance, les sables et marnes pleistocènes ont livré des microfossiles remaniés (globigérines du flysch oligocène du Gavrovo, radiolaires du Pinde-Olonos).
- Près de Caria et Goumeron, où l'on observe le passage latéral entre les formations de Valmi et d'Olympia, surmontées par des conglomérats de la formation d'Erymanthos.
- Au Pirgaki (près de Prodhromos)
Les conglomérats consolidés présentent un pendage de (45, N 266) sur la route du Pirgaki, mais ces pendages tournent vers (45, S) au NW de Mazaraki et vers (30, N 210) au S vers Skliva. Cette énorme lentille est emballée dans la formation de Valmi, elle repose sur des pélites et est recouverte par des pélites et des conglomérats non consolidés, en discordance, à l'E de Skliva ; il s'agit d'un delta fluviatile emballé dans la formation de Valmi.

- La formation d'Erymanthos :

Ce sont des conglomérats grossiers, mal classés, stratifiés, fluviaux, équivalent latéral des formations d'Olympia, de Valmi et de Voumargon, d'épaisseur 250 m au moins. Sur la carte de Goumeron, on l'observe :

- dans le Kalfaïkos et sur la route menant à Kakotari, ce sont des conglomérats non consolidés, mal classés, à galets énormes, discordants sur le Pinde-Olonos.
- dans les ravins d'Andhroni et de Panopoulou, véritables canyons entaillant des conglomérats rougeâtres à peine consolidés.

Cette formation est recouverte par un sol fersiallitique géant (Dufaure, 1975).

1-2. Pleistocène moyen et supérieur :

Après le dépôt des formations précédentes, prennent place des événements morphologiques d'accumulations, d'altérations, inhérents à un environnement terrestre ; analysés par Dufaure (1975), qui reconnaît :

1-2-1. Le Piedmont de Foloï (Elide) :

Le plateau de Koumani (Dercourt, 1964) est l'équivalent du Piedmont de Foloï (Dufaure, 1975), qui pour cet auteur correspond à une surface d'accumulation "proto-villafranchienne", profondément altérée par un sol fersiallitique géant. Il remarque en outre la solidarité entre la surface d'accumulation constituant la table de Foloï ss, et la banquette d'érosion qui mord sur les replis et les écailles des calcaires du Pinde-Olonos. La rubéfaction de Foloï se serait formée entre le villafranchien moyen et le début du Quaternaire moyen. Le Paléokarst de Koumani (Dercourt, 1964) est donc constitué par des paléosols rouges en place sur les calcaires du Pinde-Olonos.

1-2-2. Glacis d'accumulation Rissien :

Les cônes d'éboulis à l'W, à l'E du Skolis, quand ils forment des brèches de pente consolidées par un ciment rose, sont des glacis d'accumulation Rissien. Ceux du front du Pinde-Olonos n'ont pas été distingués des éboulis récents sur la carte.

1-2-3. Glacis Würmien

Le glacis au S du Skolis (S Portas) et les glacis et "embayments" en roche tendre près de Mikhoï, le glacis d'Erymanthia (paleosol rouge) sont d'âge Würmien. Le glacis d'Erymanthia résulte d'un processus de planation latérale fluviatile, carté en formations superficielles rutilantes argilosableuses et qui résulte de remaniement Würmien, de colluvionnement et de ruissellement à faible portée.

2) Holocène :

Ce sont les limons de débordement actuels ou très récents de la plaine autour du Skolis, des limons et des galets du lit du Ladhon et du réservoir du barrage, des cônes d'éboulis récents non consolidés du Pinde-Olonos et du Skolis.

Ch. II : ETUDE TECTONIQUE

Sur la carte d'Archaïa Olympia, au S de la carte de Goumeron, Hageman (1975) et Dufaure (1975) ont observé dans le Pleistocène des failles E-W verticales. Sur la carte de Goumeron, dans le ravin du Kalifaïkos, au N de Khani Panopoulou, j'ai observé une faille E-W verticale affectant le Quaternaire et le Pinde-Olonos. D'autres pourraient exister au niveau du contact Quaternaire - Pinde-Olonos, mais n'ont pas été mises en évidence étant donné la présence d'éboulis.

- CONCLUSION GENERALE DU QUATERNAIRE :

Hageman (1975) attribua grâce à la nannofaune un âge Quaternaire aux faciès Plioquaternaires de Mitzopoulos (1940) *et al.*
Dufaure (1975) data les formations superficielles.

CONCLUSION GENERALE

Nous ne reviendrons pas sur les conclusions apportées à la fin de chaque partie de ce travail (p.120, p.169, p.175) ; celle-ci dressera le bilan de ce travail :

- La tectonique du Flysch du Gavrovo :

L'étude lithostratigraphique a permis d'établir la lithostratigraphie du flysch de la carte de Goumeron, mais n'a pas été aussi précise que nous l'aurions voulue.

L'étude sédimentologique a fourni une connaissance plus grande du bassin de sédimentation de ce flysch, mais n'a pas introduit une corrélation plus fine que la précédente.

L'étude tectonique, difficile, a montré le plissement et l'écaillage du flysch ; aucune écaille calcaire n'a été trouvée entre le Skolis et les écaillles du front du Pinde-Olonos.

- La série du Pinde-Olonos au front de la nappe :

La nature externe a été démontrée.

- Le Quaternaire :

Pour cela, les travaux de Hageman (1975) et Dufaure (1975) étaient suffisants.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE PHOTO 1

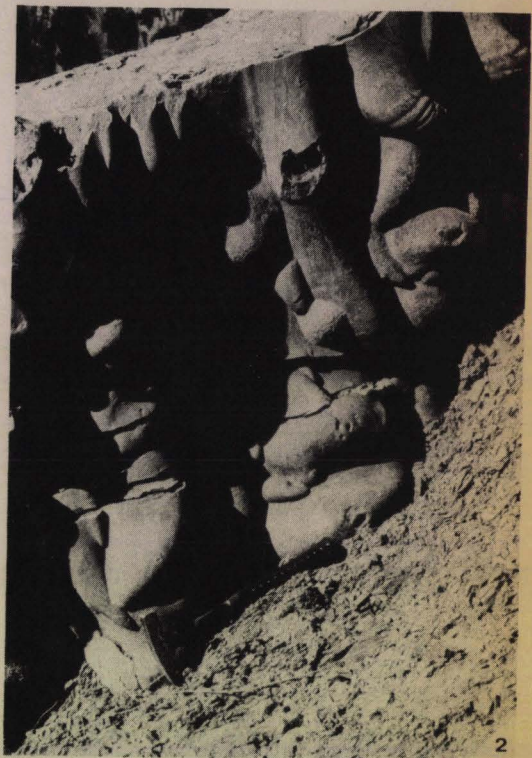
1 et 2 : Base d'un banc grésoconglomératique sur la route Stavrodromi - Prostovitsa montrant des "flute-casts" simples ; en tire-bouchon ; composés.

3 détail de 2 :

"flute-casts" en tire-bouchon présentant une morphologie en terrasse, s'accompagnant de bourrelets de surcreusement en croissant.



PLANCHE PHOTO 1



3
BIS
LILLE

PLANCHE PHOTO 2

4, 5 : Base de banc de grès dans le ravin au S de Roupakia, montrant des figures de courant (marque d'outil) tels que "groove marks", "prod marks", "bounce marks"

5 : grandeur nature.



0 1 2 3cm



PLANCHE PHOTO 2

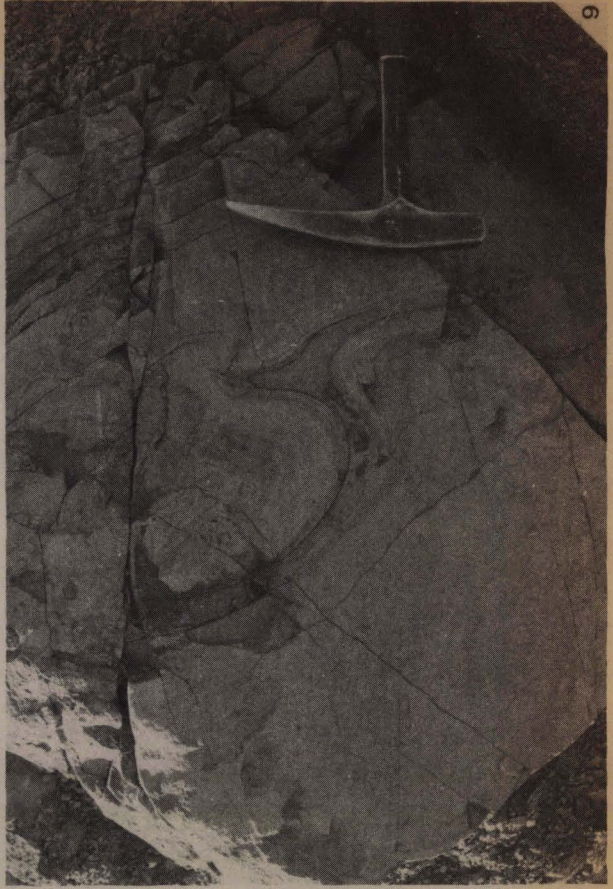
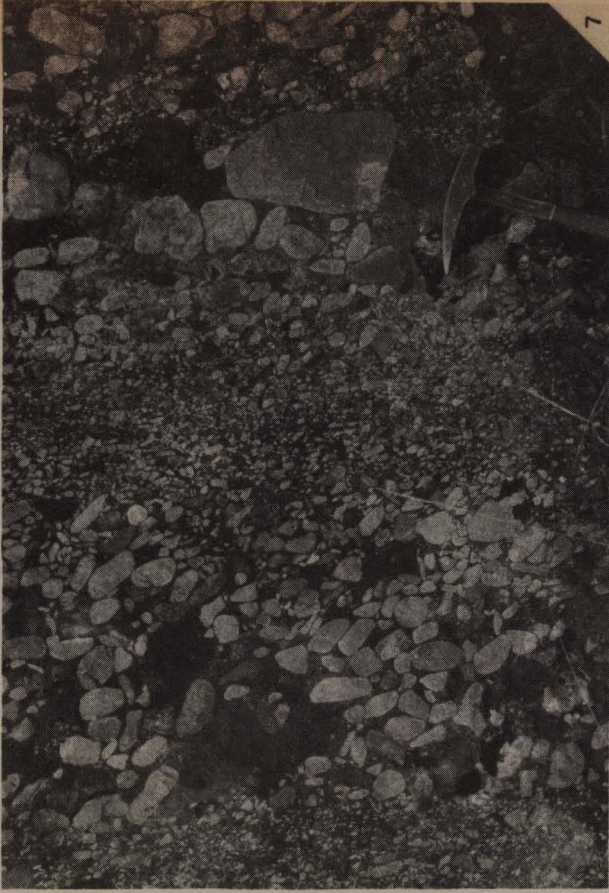


BUS
LILLE

PLANCHE PHOTO 3

- 6 : Banc de 3 m de conglomérats "organisés" à granoclas-
sament répété sur le mont au S d'Ayios Athanasios.
- 7 : détail de 6
- 8 : Rides linguoïdes sur un sommet de banc de grès près de
Manesi.
- 9 : Tcde avec c à convolute couchée (série inverse), d (lami-
nation), e pélite sur la route Erymanthia-Kaletzi.





BUS
LILLE

PLANCHE PHOTO 4

Turbidites de l'écaïlle de Prostovitsa (ensemble A)

- 10 : Tbcd - Tc (b lamination, c convolute et lamination entrecroisée)
- 11 : Tbcd - Tc
- 12 : convolute lamination (synclinal ouvert vers le haut, échantillon présenté en série normale).





10



11



12

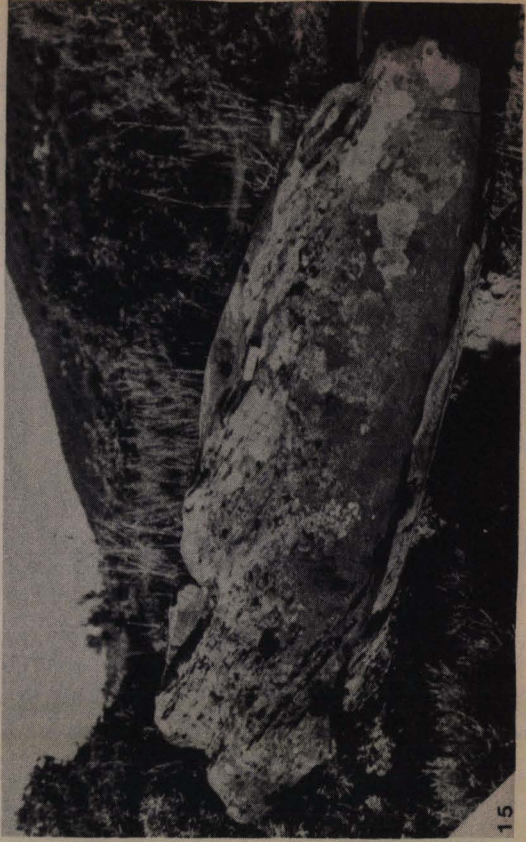
BUS
LILLE

PLANCHE PHOTO 5

- 13 : Chenaux au N du village de Roupakia sur le flanc E de l'anticlinal de Roupakia (partie N de la fig. 45).
- 14 : Détail d'un slump décamétrique dans le Kaifaïkos.
- 15 : Stratification entrecroisée dans un banc de grès grossier à l'E de Roupakia.



13



15



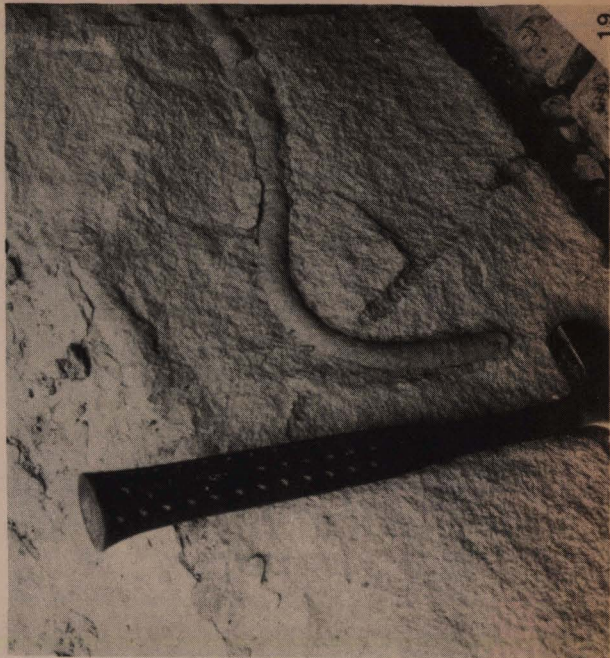
14

BOULLE

PLANCHE PHOTO 6

ICHTNOLOGIE

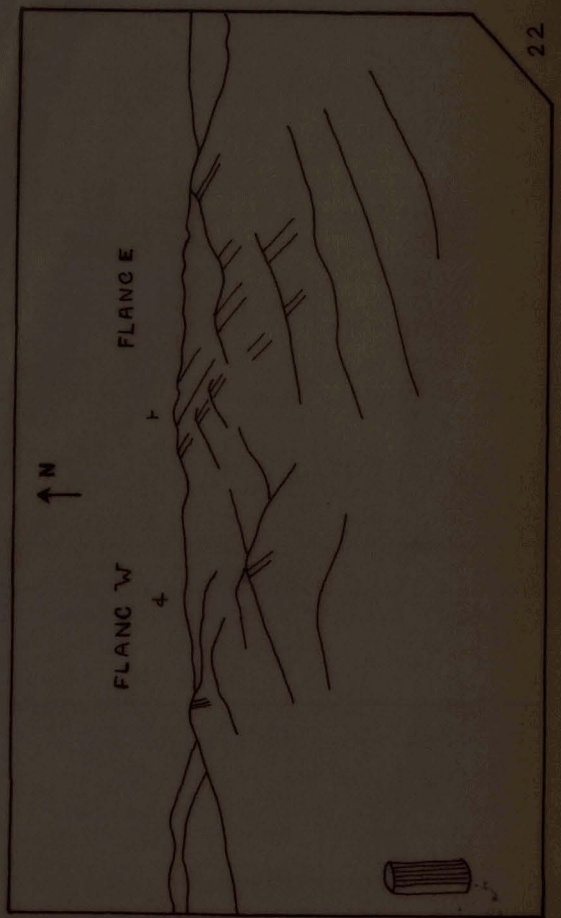
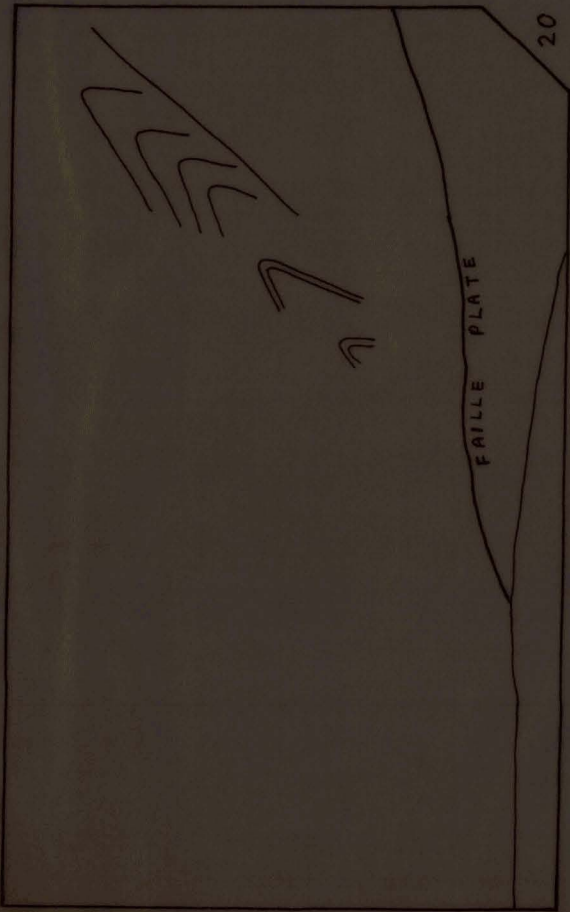
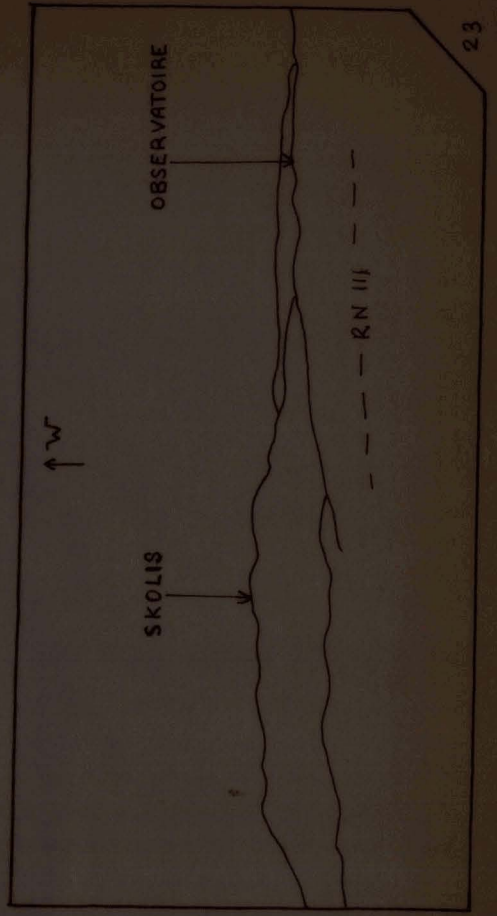
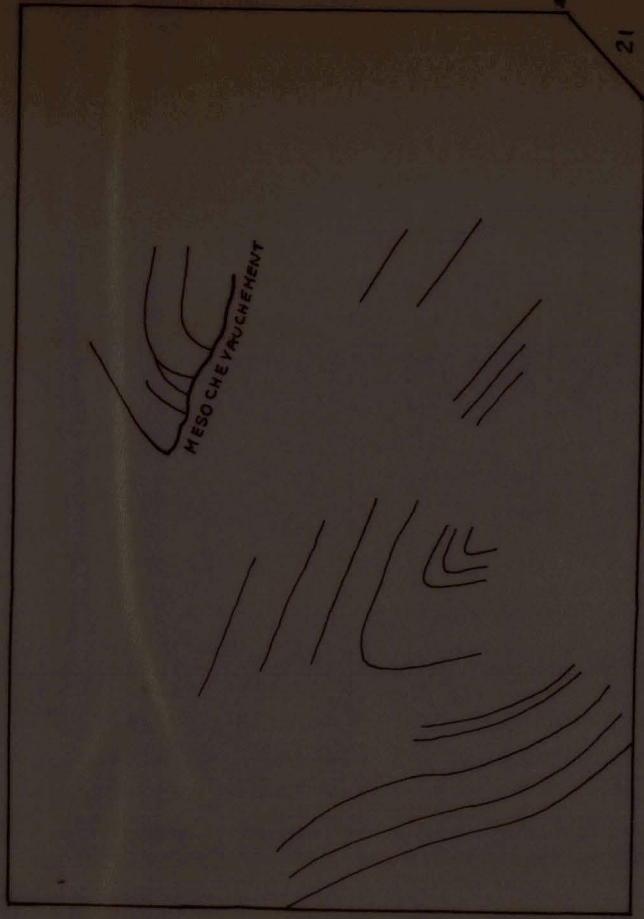
- | | | |
|----|--|--|
| 16 | : <i>Taphrhelminthopsis</i> SACCO | ensemble B |
| 17 | : <i>Scolicia</i> ? | ensemble B |
| | <i>Paleodiction</i> ex. gr. <i>punctatum</i> | échelle sous la photo |
| 18 | : <i>Desmograptus</i> FUCHS
tubes de vers | ensemble A (écaille de
Prostovitsa) |
| 19 | : <i>Helminthopsis</i> HEER | ensemble B |



BUS
LILLE

PLANCHE PHOTO 7

- 20 : Microplis et joint plat au niveau du contact tectonique tangentiel \emptyset'_0 au S de l'anticlinal de l'Observatoire (Kalfaïkos).
- 21 : Microplis et mesochevauchement dans la vallée au N de l'anticlinal de l'Observatoire au niveau du contact tectonique \emptyset_1
- 22 : Photo prise de l'Observatoire (point côté) vers le N montrant le flanc W inverse et le flanc E normal penté à 45° vers l'E de l'anticlinal de l'Observatoire.
- 23 : Photo prise du Pinde-Olonos en direction de l'W, on y distingue de l'E vers l'W la dépression de la RN 111, l'anticlinal de l'Observatoire et son prolongement S, le Skolis.



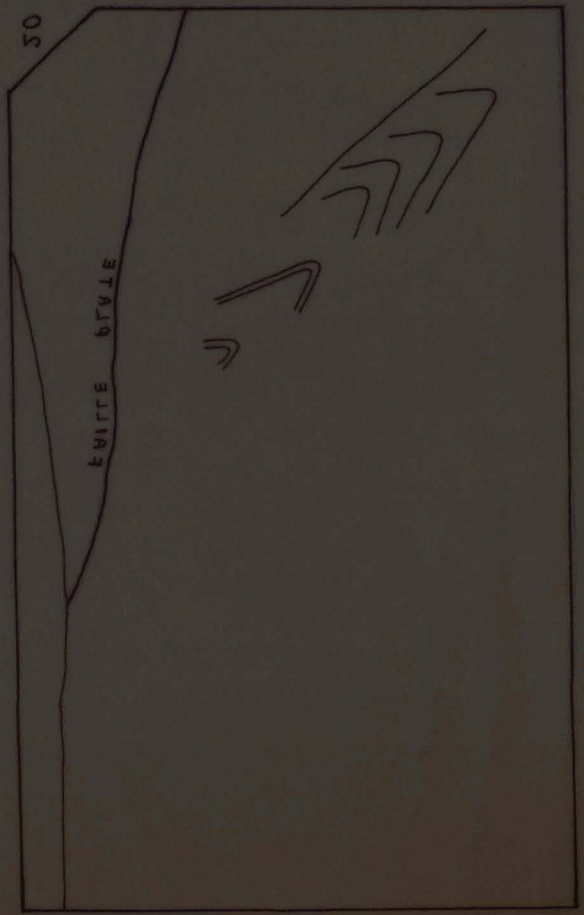
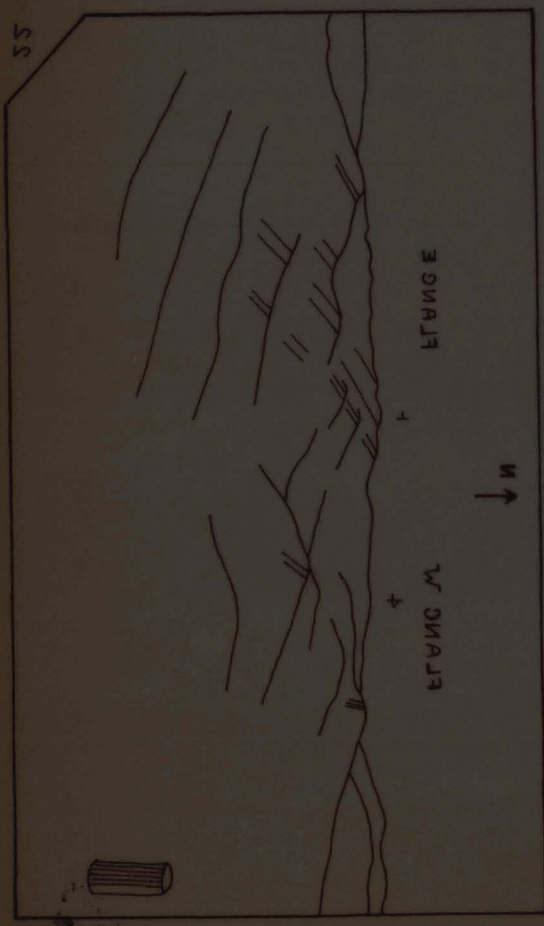
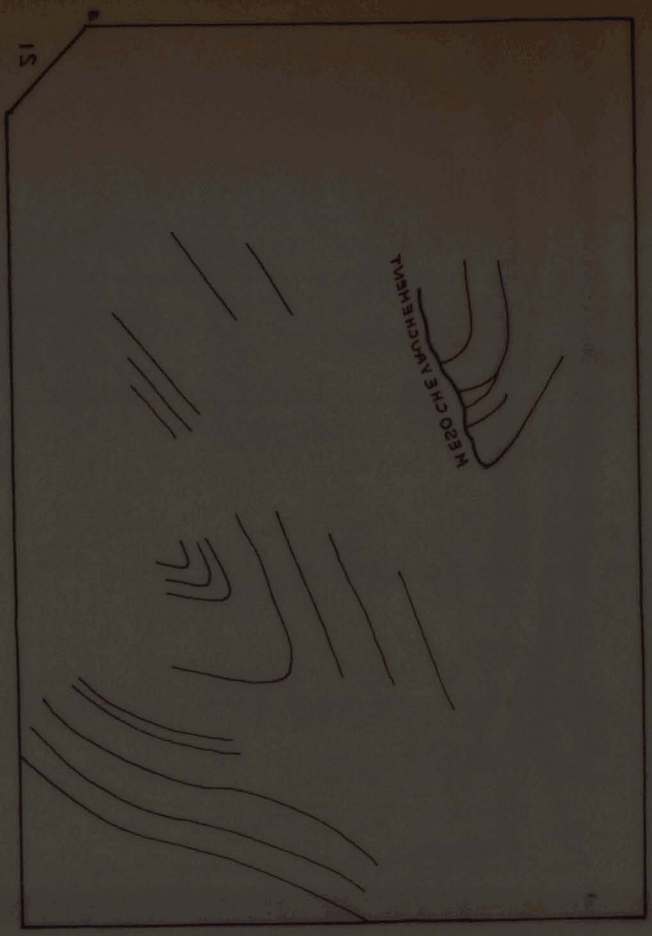
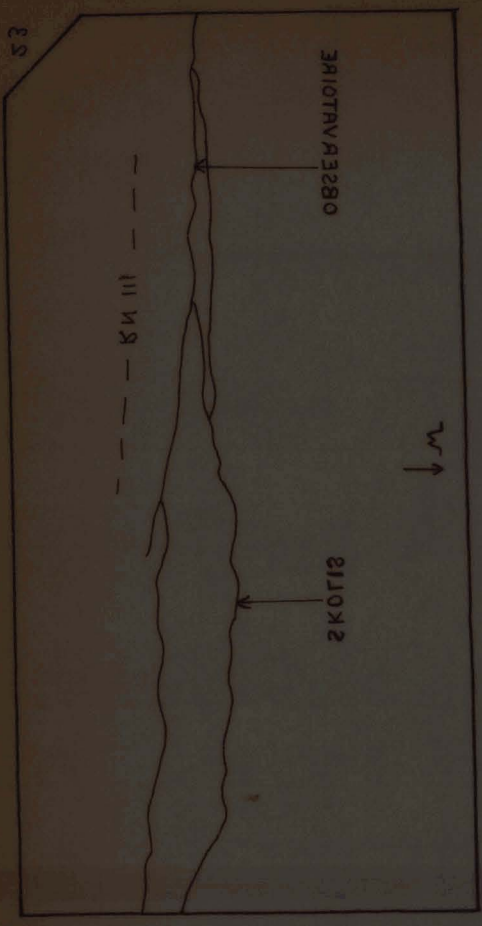


PLANCHE PHOTO 7

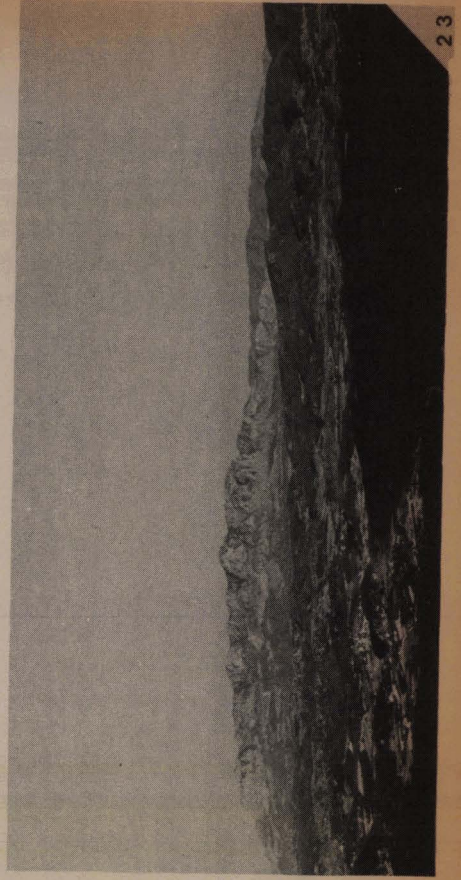


PLANCHE PHOTO 8

24 : Photo prise d'avion vers le S ; on distingue de l'W vers l'E au 1er plan le flysch; les monts de Mikhoï - Velitses (ensemble D), la dépression péritique de Santameri - Portes (ensemble C), le Skolis arête calcaire chevauchant à l'W le flysch, la dépression péritique de Khatsouri (dans l'ombre, ensemble A), les monts de Galaro (petit synclinal visible), le prolongement S du mont de l'anticlinal de l'Observatoire, la dépression empruntée par la RN 111 ; enfin, le Pinde-Olonos charriant le Flysch. Au 2ème plan, au S, le plateau de Koumani (Quaternaire) avec la vallée du Ladhon.

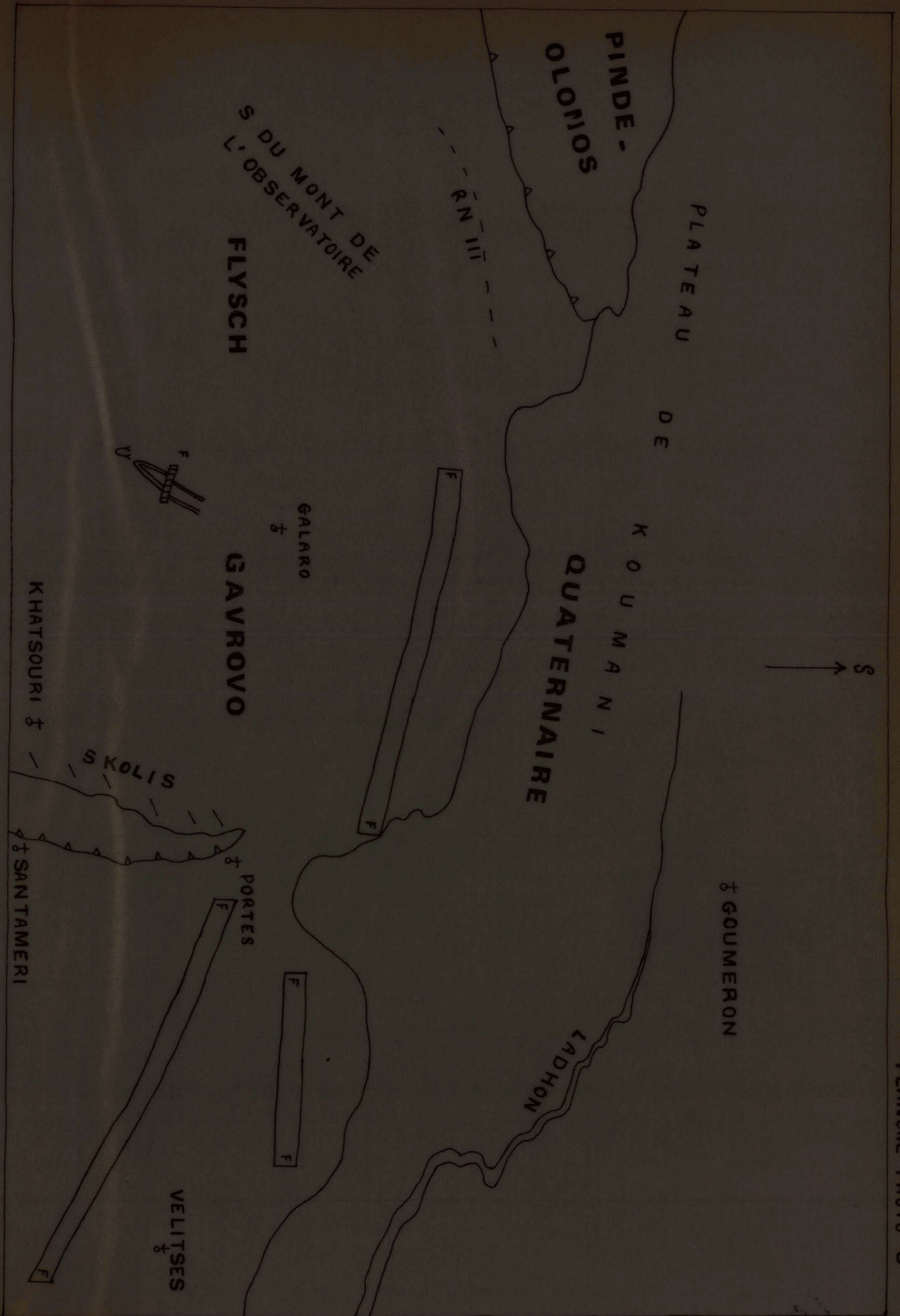


PLANCHE PHOTO 8

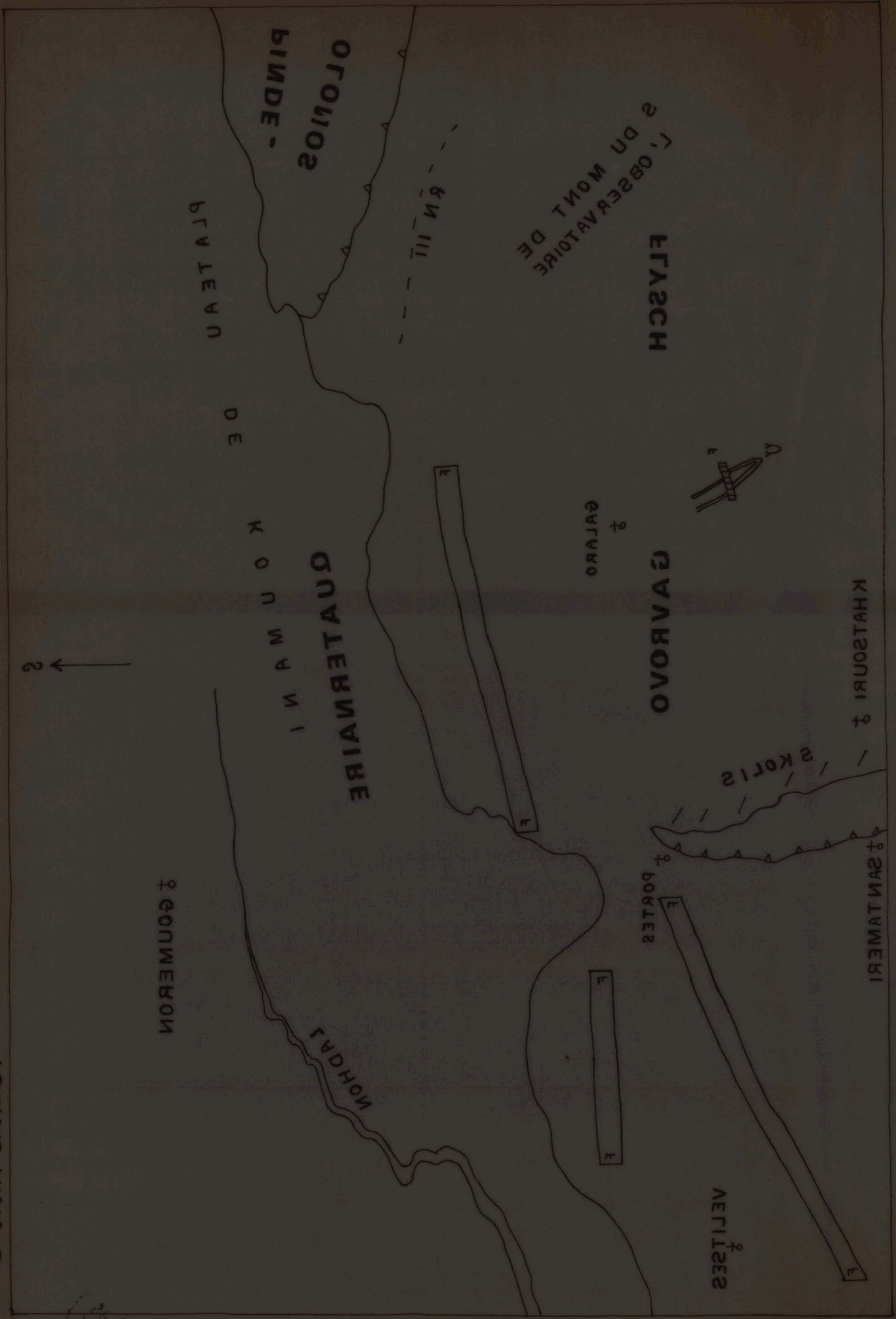


PLANCHE PHOTO 8

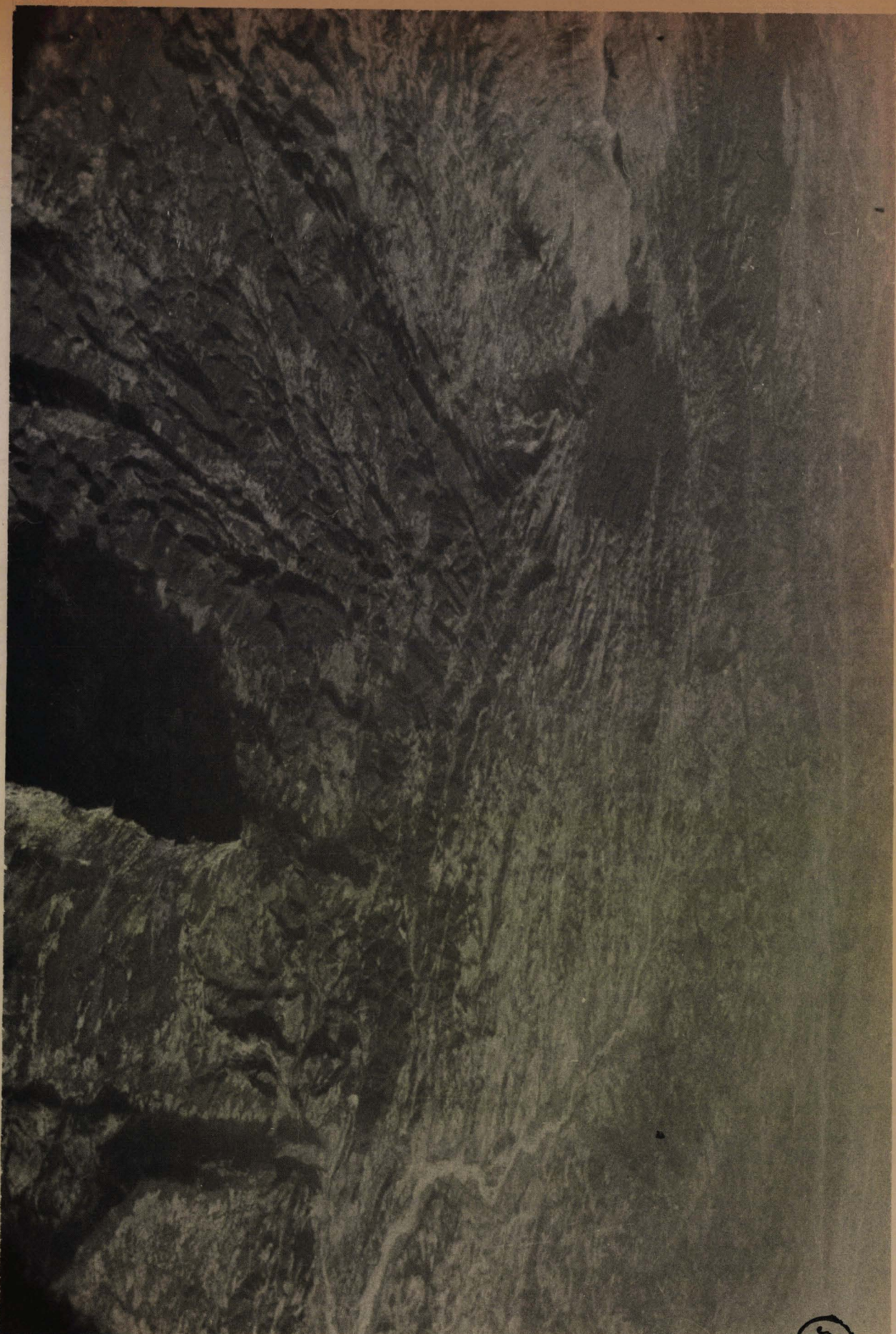
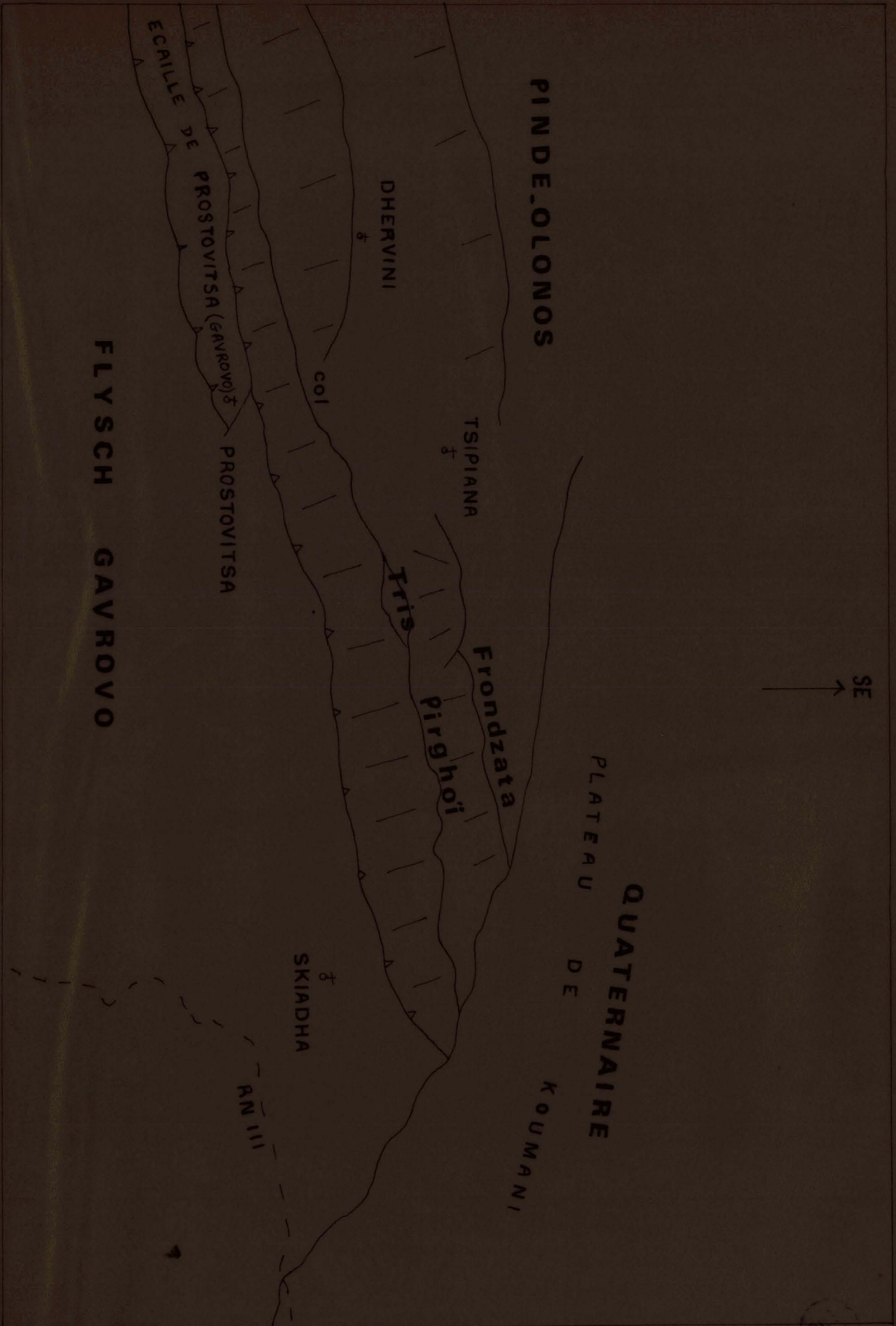


PLANCHE PHOTO 8

BUS
LILLE

PLANCHE PHOTO 9

25 : Photo prise d'avion vers le SE, on observe au 1er plan, la dépression empruntée par la RN 111 dans le Flysch, les avants monts de l'Olonos avec les écaillés de Prostovitsa (Gavrovo) et de Kaletzi ; puis vers l'E, le Pinde-Olonos muraille dominant le Flysch et entrecoupée de vallées, au 2ème plan au S, le Quaternaire du Plateau de Koumani.



SE
 ↙

PLANCHE PHOTO 9



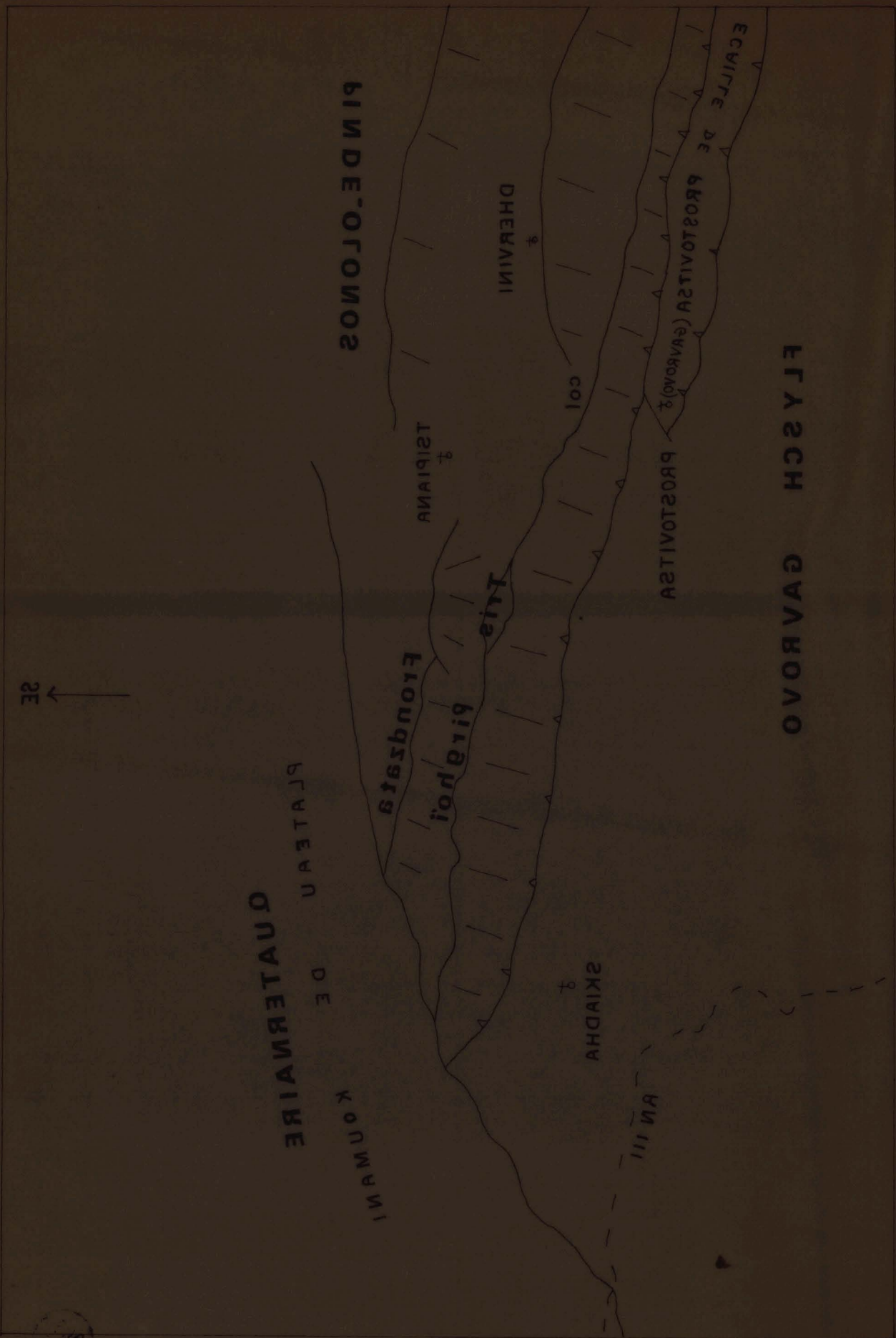


PLANCHE PHOTO 9

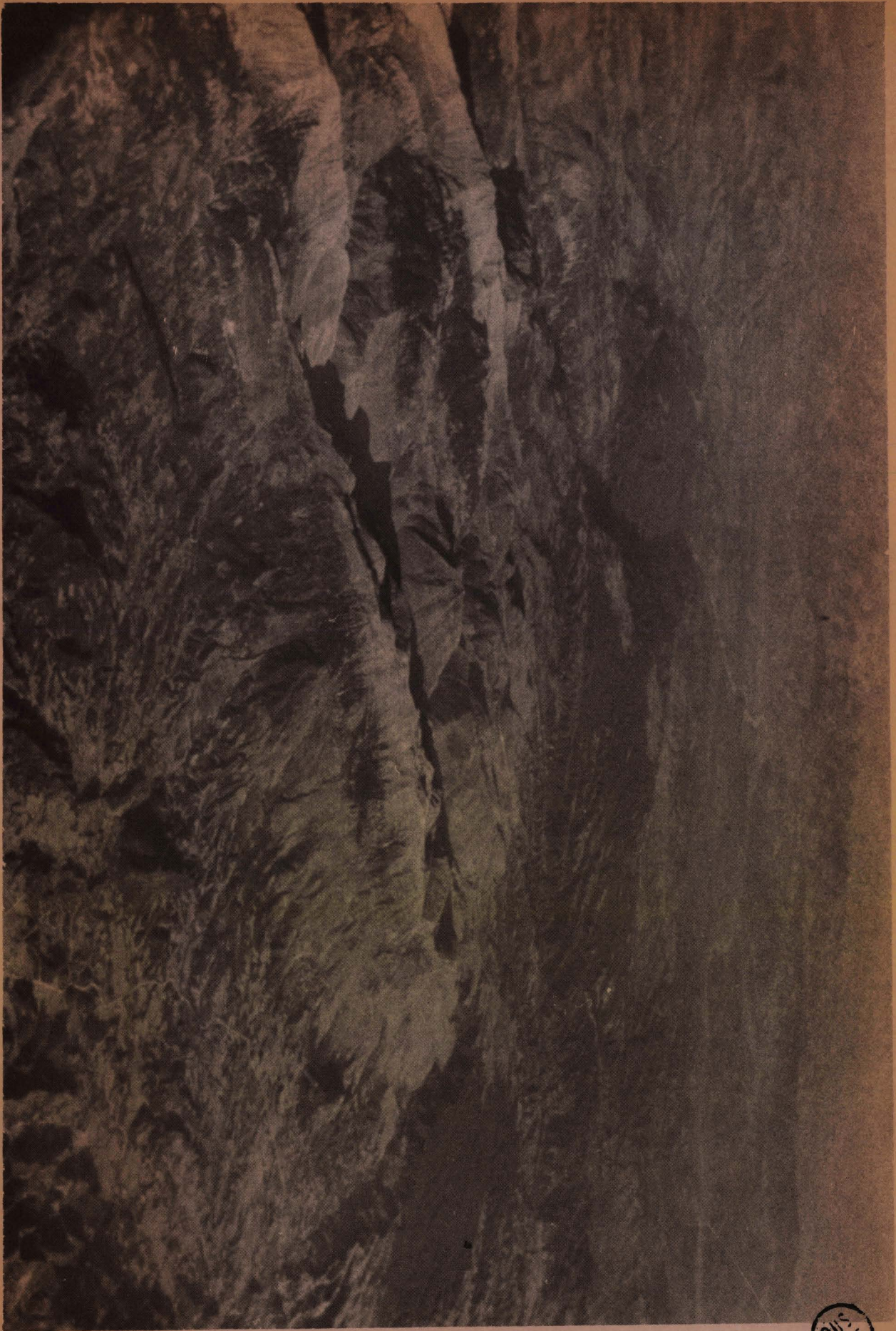


PLANCHE PHOTO 9

BUS
VILLE

PLANCHE PHOTO 10

- 26 : Photo prise du Pinde-Olonos vers le N, au S de Prostovitsa, montrant le front du Pinde-Olonos avec l'écaïlle de Prostovitsa (Gavrovo).
- 27 : Photo prise près de Boukovina, montrant le Quaternaire (route RN 111), le flysch (dépression RN 111) et le Pinde-Olonos dans le fond.
- 28 : Front du Pinde-Olonos au niveau de Moni Notenon montrant les écaïlles et les failles verticales.
- 29 : Coupe de Tsipiana.





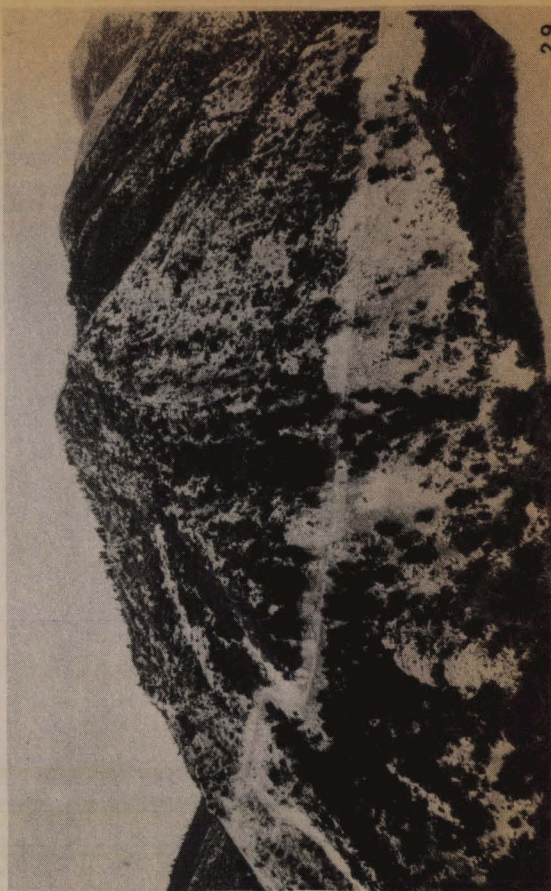
26



27



28



29

111

PLANCHE PHOTO 11

30 : Photo prise vers le N à partir de Panopoulou montrant l'écaïlle de Brostovitsa avec le massif des Tris Pirghoï (Moni Notenon) et le massif de la Frondzata.

La coupe-type du N de Kakotari y est également visible.

Légende :

- fb : formation à bloc
- cs : Sénonien
- ci : Crétacé inférieur à base Sénonien
- j : Jurassique
- tc : Trias calcaire
- td : Trias détritique
- F : faille
- Ø : contact tectonique tangentiel

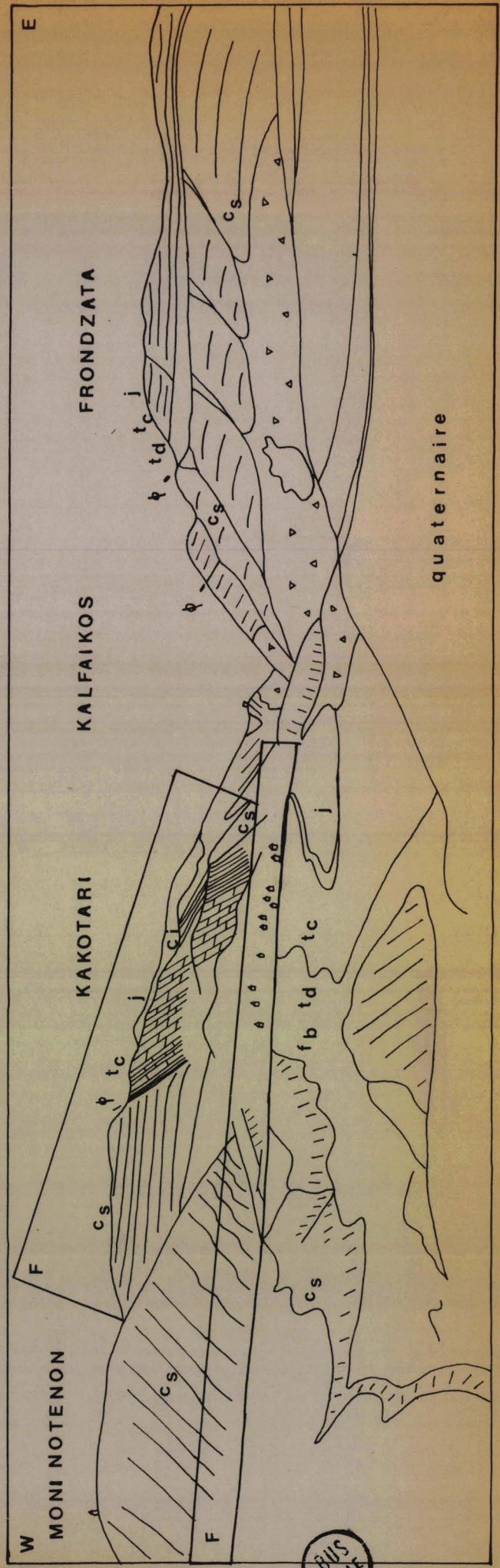


PLANCHE PHOTO 12

SEDIMENTOLOGIE DES CALCAIRES SENONIEN DU PINDE-OLONOS

- 31 : "flute casts" à la base d'un banc calcaire
- 32 : Calcaire fin (nephelite) raviné par une turbidite calcaire Tbc (lamination et lamination entrecroisée)
- 33 : Calcaire fin raviné par une macrobrèche calcaire.



315
LILLE

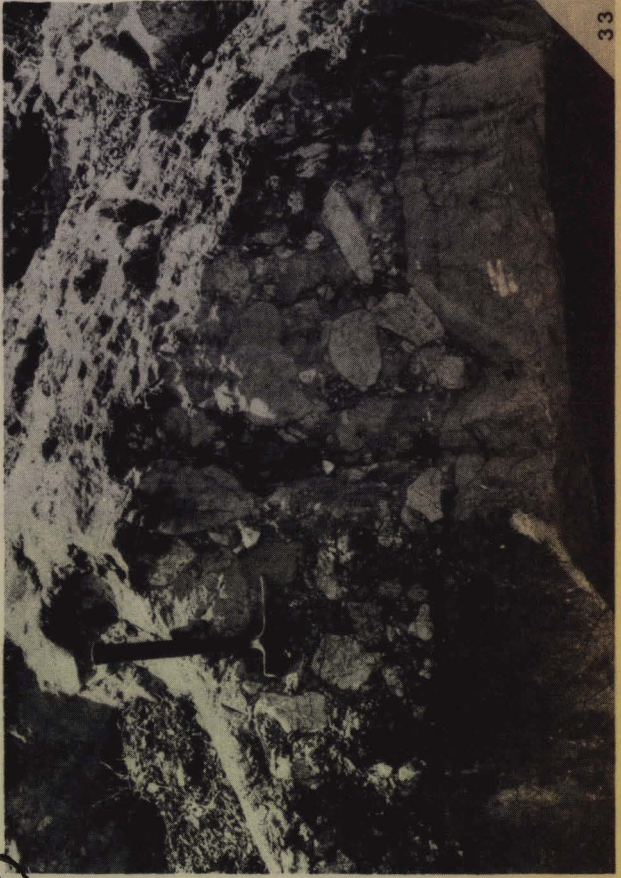


PLANCHE PHOTO 13

QUATERNAIRE

- 34 : Quaternaire (formation de Valmi) à Boukovina discordante sur le flysch.
- 35 : Canyon entaillant le Plateau de Koumani (sol fersial-litique géant et formation d'Erymanthos) près de Khani Panopoulou
- 36 : Cuesta de la formation de Vounargon (sables et marnes) au S de Goumeron.

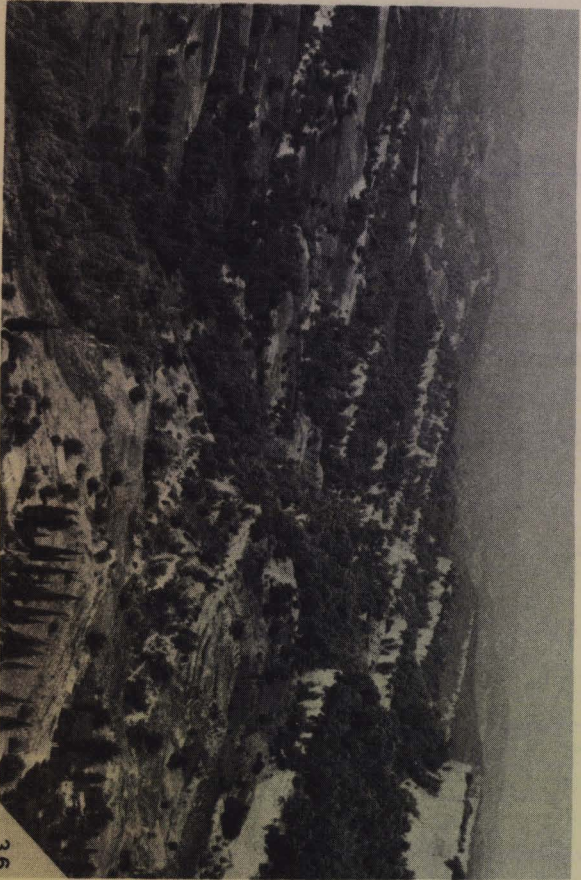
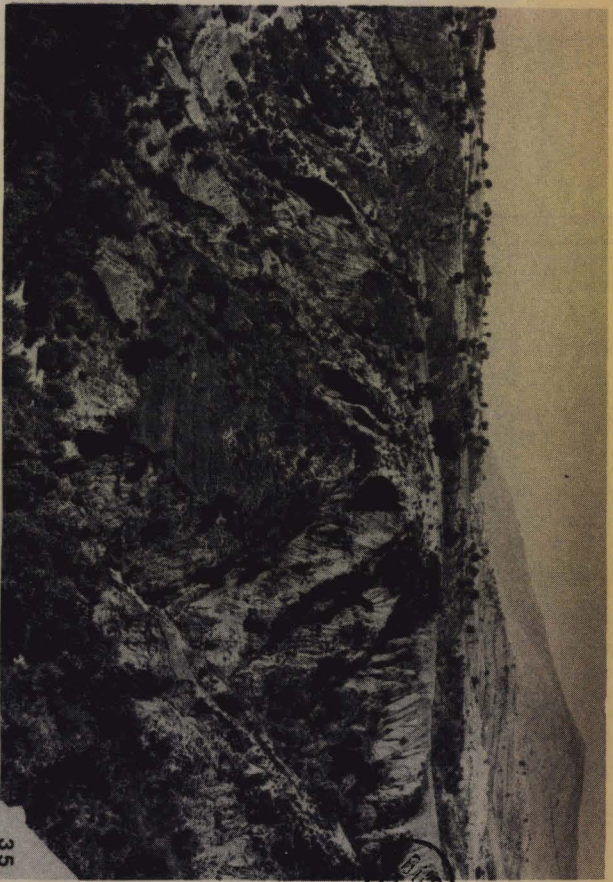


PLANCHE PHOTO 13

- BIBLIOGRAPHIE -

LISTE DES PRINCIPALES ABREVIATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

- Ann. Geol. Pays Hell. : Annales Géologiques des Pays Helléniques.
- Ann. Soc. Géol. Nord : Annales de la Société Géologique du Nord.
- Ann. Soc. Géol. Pologne : Annales de la Société Géologique de Pologne.
- Boll. Soc. Geol. Italiana : Bolletín della Societa Geologica Italiana.
- Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol. : Bulletin of the American Association
of Petroleum Geologists.
- Bull. Geol. Soc. America : Bulletin of the Geological Society of America.
- Bull. Geol. Soc. Greece : Bulletin of the Geological Society of Greece.
- Bull. Soc. Geol. Fr. : Bulletin de la Société Géologique de France.
- C. R. Acad. Sc. Paris : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris.
- C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. : Comptes Rendus Sommaires de la Société
Géologique de France.
- Ecl. Geol. Helv. : Eclogae Geologicae Helveticae.
- I. G. S. R. : Institute for Geological and Subsurface Research.
- Mém. Soc. Géol. Fr. : Mémoire de la Société Géologique de France.
- Neu. Jb. Geol. Paläont. : Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie.
- Neu. Jb. Min. : Neues Jahrbuch für Mineralogie.
- Prak. Akad. Ath. : Praktika Akadimas Athinon (Comptes rendus de l'Académie
d'Athènes).
- Zentr. für Min. : Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie
(Stuttgart).

- AAPG (1961) : AMERICAN COMMISSION OF STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE.- Code of stratigraphic nomenclature. Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol., 5, vol. 45, p. 645-665.
- ADAMS C.G. (1973).- Some tertiary Foraminifera (p. 453-468) in Atlas of Palaeobiogeography, A. Hallam Editor, Elsevier cy., 531 p.
- AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VIII, p. 731-749.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. Thèse, Paris (1958) et Ann. Géol. Pays Hell., X, 526 p.
- AUBOUIN J. (1960).- Granuloclasement vertical (graded bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires purs : les brèches de flanc des sillons géosynclinaux. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), I, p. 578-582.
- AUBOUIN J., BRUNN J.H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX I., MERCIER J. (1962).- Esquisse de la Géologie de la Grèce in Liv. Mém. Prof. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr., (hors série), II, p. 583-610.
- AUBOUIN J., DERCOURT J. (1965).- Sur la géologie de l'Égée : regard sur la Crète (Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VII, p. 787-821.
- AUBOUIN J., DERCOURT J., NEUMANN M., SIGAL J. (1965).- Un élément externe de la zone du Pinde : La série d'Ethia (Crète, Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VII, p. 753-757
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P., VERRIEZ J.J. (1971).- Contribution à la Géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. Ann. Soc. Géol. Nord, XC, rapport des travaux du centenaire 1870-1970, p. 277-306.
- BERNOUILLI D. and JENKINS H.C. (1974).- Alpine, Mediterranean, and central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys, in Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publication n° 19, p. 129-160
- BIZON G., DERCOURT J., NEUMANN M. (1963).- Données nouvelles sur l'âge d'apparition du faciès Flysch dans la zone de Gavrovo-Tripolitza (Massif du Klokova, Akarnanie, Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 1100-1104.
- BIZON G., THIEBAULT F. (1974).- Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 278, p. 9-12.

- BLUMENTAL M. (1933).- Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. Neu. Jb. Min., 70, p. 449-514.
- BONNEAU M. (1973).- Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l'arc égéen. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 277, p. 2453-2456.
- BONNEAU M. (1975).- Esquisse structurale de la Crète alpine. 5^{ème} Colloque sur les régions égéennes, Orsay (Résumé)
- BONNEAU M. et FLEURY J.J. (1971).- Précisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce) : Existence d'un premier flysch mésocrétacé. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 272, p. 1840-1842.
- BONNEAU M., LÉBOULANGER P., MATESCO S., THIEBAULT F. (1975).- Sur la signification et l'extension des "Massifs cristallins externes" en Péloponnèse méridional et dans l'arc égéen. 5^{ème} Colloque sur les régions égéennes, Orsay (Résumé).
- BONNEAU M. et ZAMBETAKIS A. (1975).- La série de Mangassa de la Crète orientale (Grèce) : une klippe d'origine pindique externe. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 281, p. 17-19.
- BORNOVAS J. (1960).- Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulienne et ionienne (Grèce occidentale). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), II, p. 410-424.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam. Elsevier Publ. Cy., 168 p.
- BOUMA A.H. and BROUWER A. (1964).- Turbidites. Amsterdam. Elsevier Publ., Cy., 264 p.
- B.P. (1971).- The geological results of petroleum exploration in western Greece. I.G.S.R., The geology of Greece, n° 10, Athènes.
- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Thèse, Paris, 1955 et Ann. Géol. Pays Hell., VII, 358 p.
- CARON D. (1975).- Sur la géologie du Pinde méridional : Les Monts Lakmon (Epire, Grèce), la série des Radiolarites. Thèse 3^{ème} cycle, Paris, 1975, 119 p.
- CARTER R.H. (1975).- A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and Fluxturbidites. Earth-Science Reviews, 11, p. 145-177.

- CAYEUX L. (1902-1911).- Voir bibliographie Dercourt (1964).
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. Thèse, Lille, 1961 et Ann. Géol. Pays Hell., XIII, 446 p.
- DAVIS E. (1957).- Les Foraminifères néogènes d'Elide (Péloponnèse). Ann. Géol. Pays Hell., VIII, p. 263-268 et Prak. Akad. Ath., t. 32, p. 332-337.
- DERCOURT J. (1964).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. Thèse, Paris, 1964 et Ann. Géol. Pays Hell., XV, 417 p.
- DERCOURT J., FLEURY J.J. et MANIA J. (1970).- Sur la signification d'un épisode détritique précoce dans la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse occidentale (Grèce). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7, p. 255-257.
- DERCOURT J., FLEURY J.J., TSOFLIAS P. (1973).- Mouvements tangentiels dans la zone autochtone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse nord-occidental Achaïe, Grèce). C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 276, p. 473-476
- DERCOURT J., FLAMENT J.M., FLEURY J.J., MEILLIEZ F. (1973).- Stratigraphie des couches situées sous les radiolarites de la zone du Pinde-Olonos (Grèce) : Le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. Ann. Géol. Pays Hell., XXV, p. 397-406.
- DERCOURT J., DE WEVER P., FLEURY J.J. (1975).- Données sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Péloponnèse septentrional (Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., (à paraître).
- DERCOURT J., FLEURY J.J. (1975).- La nature des contacts calcaire-flysch de la série de Gavrovo-Tripolitza en Grèce continentale et Péloponnèse. Bull. Géol. Soc. Greece (à paraître).
- DE WEVER P. (1975).- Etude géologique des séries apparaissant en fenêtre sous l'allochtone pindique (série de Tripolitza et série épimétamorphique de Zaroukla), Péloponnèse septentrional, Grèce. Thèse 3^{ème} cycle, Lille, 344 p., vol. ronéotypé.
- DE WEVER P. (1976).- La "Formation à blocs". Olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 282, p. 21-23.
- DUFAURE J.J. (1975).- Le relief du Péloponnèse. Thèse, Paris, 1975
- DZULYNSKI S., KSIAZIEWICZ H. and KUENEN Ph. H. (1959).- Turbidites in flysch of the polish Carpathian. Bull. Géol. Soc. America, 70, p. 1089-1118.

- DZULYNSKI S. and SANDERS J.E. (1962).- Current marks on firm mud bottoms. Trans. Com. Acad. Arts Sci., 42, p. 57-96.
- DZULYNSKI S. and WALTON E.K. (1965).- Sedimentary features of flysch and greywaches. Amsterdam. Elsevier Publ. Cy., 274 p.
- EPTING M., KUDRASS H.R., LEPPING U., SCHAFER A. (1972).- Geologie der Talea Ori - Kreta. Neu. Jb. Geol. Paläont., 141, 3, p. 259-285.
- FLAMENT J.M. (1973).- Etude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde, de l'Erymanthe au Chelmos (Péloponnèse septentrional). Thèse 3^{ème} cycle, Lille, 206 p., vol. ronéotypé.
- FLEURY J.J. (1970).- Le Sénonien et l'Eocène à microorganismes benthoniques du Klokova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). Rev. micropaléontologie, vol. 13, n° 1, p. 30-44.
- FLEURY J.J. (1974).- Précisions sur la série de la nappe du Pinde : l'âge des "Radiolarites" (Dogger-Malm) et des "Marnes Rouges à Radiolaires - 1^{er} flysch" (Eocrétacé - Sénonien basal) (Grèce). C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 278, p. 201-204
- FLEURY J.J. (1975).- Le "1^{er} Flysch du Pinde", témoin de l'ensemble des événements orogéniques mésozoïques anté-Crétacé supérieur ayant affecté les Hellénides internes. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 281, p. 1459-1461.
- FLEURY J.J. (1976).- Colonne stratigraphique de la série du Pinde-Olonos in livret guide de la R.E., S. G. F. en Grèce (1976).
- FLEURY J.J. et TSOFLIAS P. (1972).- Sur l'âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. Bull. Géol. Soc. Greece, IX, p. 111-121.
- FOLK R.L. (1968).- Petrology of sedimentary rocks. The University of Texas Hemphill's Austin, Texas.
- FRIEDMANN G.M. (1967).- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 37, n° 2, p. 327-354.
- FYTROLAKIS N. (1972).- Die Einwirkung genisser orogenen Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). Bull. Geol. Soc. Greece, IX, 1, p. 81-100.
- HAGEMAN H. (1975).- Late cenozoic stratigraphie and geological evolution of the Pyrgos-area (Western Peloponnesus, Greece). Thèse, Utrecht, 1975).

- HSU K.J. (1970).- The meaning of the word flysch - a short historical search, in Flysch sedimentology in North America edited by J. Lajoie, The geological association of Canada, Special Paper n° 7
- IFP - IGRS (1966).- Etude géologique de l'Epire (Grèce Nord-occidentale). Editions Technip. p. 1-306.
- JENKINS H.C. (1972).- Structural development of Western Greece. Bull. Amer. Assoc. Geol., 56, 1, p. 128-149.
- KOGBLEVI J.C., LANG J., LUCAS G., PERRIAUX J., USELLE J.P. (1974).- Etude des critères descriptifs utilisés pour définir des faciès réputés flysch ou molasse à partir d'exemples choisis dans les Alpes. Géologie Alpine, t. 50, p. 99-105.
- KUBLER B. (1970).- La composition des fractions fines et la distinction flysch-molasse dans le domaine alpin et périalpin. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XII, p. 599-602.
- KSIAZKIEWICZ M. (1970).- Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians in Traces fossils, Harper
- LANTEAUME M., BEAUDOIN B., CAMPREDON R. (1967).- Figures sédimentaires du flysch "grès d'Annot", synclinal de Peira-Cava, CNRS, 1967,
- LE CALVEZ Y. in BIGNOT G., DERCOURT J., LECALVEZ Y. (1963).- Nouvelle contribution à l'étude du Pliocène du Péloponnèse et des niveaux supraoligocènes de Zante. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 1093-1100.
- LE CANU H. (1976).- Contribution à l'étude géologique des Hellénides. La région du Haut Penée (Thessalie, Grèce). Thèse 3° cycle, Paris, 166p., vol. ronéotypé.
- MAILLOT H. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Elide (Péloponnèse occidentale, Grèce), D.E.A., Lille, 97 p., vol. ronéotypé.
- MAILLOT H. (1973).- Etude faciologique, sédimentologique, ébauches d'études stratonomiques et séquentielles de la "Formation d'Andritsena" (Péloponnèse occidentale, Grèce). Thèse 3° cycle, Lille, 133 p., vol. ronéotypé.
- MAILLOT H. (1976).- Etude sédimentologique du "Premier Flysch" en Péloponnèse occidentale (Grèce) : La Formation d'Andritsena. Bull. Geol. Soc. Greece (à paraître).
- MANIA J. (1970).- Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie, Péloponnèse central, Grèce. D.E.A., Lille, 137 p., vol. ronéotypé.
- MANSY J.L. (1969).- Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). D.E.A., Lille, 75 p., vol. ronéotypé.

- MANSY J.L. (1971).- Etude géologique des Monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). Ann. Soc. Géol. Nord, XCI, p. 57-63, Lille.
- MIDDLETON G.V. and HAMPTON A. (1973).- Sediment gravity flow - mechanics of flow and deposition in Turbidites and deep-water sedimentation : anaheim, California. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Sec., Short Course Lecture Notes, p. 1-38
- MITZOPOULOS M. (1940).- Über das Alter und die Fauna des Neogens in Elis. Prak. Akad. Ath., t. 15, p. 429-436.
- MMGT (1974).- Voir Publications de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel.
- MUTTI E. (1974).- Examples of ancient deep-sea fan deposits from circummediterranean geosynclines, in Modern and ancient geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 19, p. 92-105.
- MUTTI E. and RICCI-LUCCHI F. (1972).- Le torbiditi dell' Apennino settentrionale : introduzione all' analisi di facies. Soc. Geol. Italiana, Mem. 11, p. 161-199.
- MUTTI E., RICCI-LUCCHI F. (1974).- La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVI, p. 577-582.
- NEGRIS P. (1908a).- Sur la répartition des Halobies dans le Péloponnèse occidental. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 147, p. 1008-1010.
- NEGRIS P. (1908b).- Composition de la nappe charriée du Péloponnèse au Mont Ithôme (Messénie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 147, p. 316-318.
- NELSON C.H. and NILSEN T.H. (1974).- Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans in Modern and ancient geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 19. p.69-91
- NELSON C.H., MUTTI E., RICCHI-LUCCHI F. (1975).- Comparison of proximal and distal thin-bedded turbidites with current-winnowed Deep-sea sands, p. 317, Thème 5, IX^e Congrès international de sédimentologie, Nice.
- NORMARK W.R. (1970).- Growth patterns of deep-sea fans. Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol., vol. 54, p. 2170-2195.
- NORMARK W.R. (1971).- Mini topography of deep-sea fans. geometric considerations for facies interpretations in turbidites. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Sec., Field Trip Guidebook, p. 22-36.

- NORMARK W.R. (1974).- Submarine canyons and Fan valleys : factors affecting growth patterns of deep-sea fans in modern and ancient geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paléontologists and Mineralogists, Special Publication n° 19, p. 56-68.
- NORMARK W.R. and PIPPER D.J.W. (1969).- Deep-sea fan-valleys, past and present. Bull. Geol. Soc. America, vol. 80, p. 1859-1866.
- PAPP A. (1953).- Brack und süßwasserfaunen Griechenlands. Süßwassermollusken aus dem Pliozän von Elis (Peloponnes). Ann. Geol. Pays Hell., t. 5, p. 107-111.
- PASSEGA R. (1964).- Analyses granulométriques, outil géologique pratique. Revue de l'Institut français du Pétrole, p. 1489-1499
- PASSEGA R. (1969).- Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 39, n° 4, p. 830-847.
- PASSEGA R. and BYRAMJEE R. (1969).- Grain size image clastic deposits. Sedimentology. Elsevier Publ. Cy, Amsterdam, 13, p. 233-252.
- PETTIJOHN F.J. (1957).- Sedimentary rocks. 2ème éd., 718 p., Harper and Brother, New-York.
- PHILIPPSON A. (1891-1892).- Der Peloponnes, 642 p., Berlin.
- PHILIPPSON A. (1892-95-96-97).- Voir Bibliographie Dercourt (1964).
- POTTER P.E., PETTIJOHN F.J. (1963).- Paleocurrents and ^{basin} analysis. Springer-Verlag, 296 p.
- PUBLICATION DE LA CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ MATUREL
- Essai de nomenclature des roches sédimentaires (1961).
 - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires (1966).
 - Méthodes modernes de géologie de terrain
 - 1. Principes d'analyses sédimentologiques (1974).
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1973).- Depositional sedimentary environment. Springer-Verlag, 439 p.
- REUNION EXTRAORDINAIRE SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE EN GRECE (1976).- Livret-guide.
- RENZ C. (1904).- Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Eentr. für Min., p. 257-266

- RENZ C. (1930).- Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge. Ecl. Geol. Helv. 23, p. 301-377.
- RENZ C. (1940).- Die tektonik der Griechischen Gebirge. Prak. Akad. Ath., t. 8, p. 1-171.
- RENZ C. (1955).- Stratigraphie Griechenlands. I.G.R.S., Athènes, vol.1 , 637 p.
- RENZ C., PARASKEVAIDIS I., LIATSIKAS M. (1955).- Geological map of Greece 1/500 000° I.G.R.S., Athènes.
- RICCHI-LUCCHI F.(1975).- Depositional cycles on two turbidite formation of northern Apennines (Italy). Journal of sedimentary petrology, vol. 45, n° 1, p. 3-43.
- RICHTER D. (1973).- Die Flysch - Zonen Griechenlands. I. Flysch und Molasse auf der Insel Korfu (Griechenland). Neu. Jb. Geol. Paläont., 2,, p. 80-98.
- SHEPARD F.P., DILL R.F. and VON ROAD U. (1969).- Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and fan-valley, California. Bull. Amer. Assoc. Petro. Geol., vol. 53, p. 390-420.
- STANLEY D.J. (1974).- Modern flysch sedimentation in a mediterranean island arc setting in Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 19, p. 240-259.
- STANLEY D.J. and BOUMA A.H. (1964).- Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations : a summary of studies in the maritime Alps, p. 34-64, in Turbidites, Bouma and Bramer, Elsevier cy.
- STANLEY D.J. and UNRUG R. (1972).- Submarine channel deposit, fluxoturbidites and other indications of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, n° 16, p. 287-340.
- TERRY J. (1969).- Etude géologique d'un secteur de la Messénie septentrionale, Grèce. D.E.A., Lille, 112 p., vol. ronéotypé.
- TERRY J. (1971).- Voir Aubouin et al. (1971).-
- THIEBAULT F. (1973).- Etude géologique du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional, Grèce). Ann. Soc. Géol. Nord, XCIII, 1, p. 55-74.

- THIEBAULT F. (1974).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Péloponnèse méridional, Grèce. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 278, p. 2877-2880.
- TSOFLIAS P. (1969a).- Etude géologique d'un secteur du Nord du Péloponnèse (Archaïe, Grèce). Ann. Géol. Pays Hell., XXI, p. 554-652.
- TSOFLIAS P. (1969b).- Sur la découverte d'Ammonites triasiques au front de la nappe du Pinde en Péloponnèse septentrional (Grèce). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 118-119.
- TSOFLIAS P. (1972a).- Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie N du Massif de l'Olonos, Grèce). Ann. Soc. Géol. Nord, XCII, 1, p. 23-28.
- TSOFLIAS P. (1972b)?- Sur la présence de Trias détritique dans la série du Pinde-Olonos en Péloponnèse septentrional (Province d'Archaïe, Grèce). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, p. 77-78.
- UNRUG R. (1963).- Istebna Beds, a Fluxoturbidity formation in the Carpathian flysch. Ann. Soc. Géol. Pologne, XXXIII, (1), p. 49-92, Krakov.
- VON RAD U. (1968).- Comparison of sedimentation in the Bavarian Flysch (cretaceous) and recent San Diego Trough (California). Journal of Sedimentary Petrology, vol. 38, n° 4, p. 1120-1154.
- WALKER R.G. (1965).- The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. Proceeding of the Yorkshire geological society, vol. 35, part I, n° 1, p. 1-3.
- WALKER R.G. (1967).- Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 37, n° 1, p. 25-43.
- WALKER R.G. (1970).- Review of the geometry and facies organisation of turbidites bearing basins, in LAJOIE J. (éd.), Flysch sedimentology in North America. Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 7, p. 219-251.
- WHITAKER J.H. (1974).- Ancient submarine canyons and fan valleys in Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Special publication n° 19

The
... ..

Liste des figures

	P.
Fig. I : Principales divisions administratives du Péloponnèse	I
Fig. II : Présentation géographique	II
Fig. III : Présentation géologique	II
Fig. IV : Esquisse paléogéographique et structurale de la Grèce	III
Fig. 1 : Présentation géographique	1
Fig. 2 : Corrélation générale	8
Fig. 3 : Répartition des grands ensembles	9
Fig. 4 : Les Monts de Galaro	11
Fig. 5 : Coupe du Skolis et des Monts de Galaro	12
Fig. 6 : Monts à l'E de la dépression de Khatouri (III)	13
Fig. 7 : Monts à l'W de la dépression de Roupakia (IV)	15
Fig. 8 : Schémas géographique et géologique du Mont de l'Observatoire	17
Fig. 9 : Diagramme tectonique de l'Observatoire	18
Fig. 10 : Flanc W de l'anticlinal de l'Observatoire (VIa)	19
Fig. 11 : Anticlinal de Roupakia	22
Fig. 12 : Flanc E de l'anticlinal de l'Observatoire (IX)	25
Fig. 13 : Flanc W de l'anticlinal de l'Observatoire (N) (Va)	28
Fig. 14 : Coeur de l'anticlinal de l'Observatoire (VIII)	30
Fig. 15 : Coupe synthétique de l'anticlinal de l'Observatoire	34
Fig. 16 : Carte géologique schématique des Monts de la dépression de la RN III	35
Fig. 17 : Diagramme tectonique de la dépression de la RN III	37
Fig. 18 : Colonnes lithostratigraphiques X des Monts de la dépression de la RN III	38
Fig. 19 : Coupes du Mont au N d'Ayios Athanasios	42
Fig. 20 : Mont au N d'Ayios Athanasios (XI)	44
Fig. 21 : Coupe et colonne XII du matériel de l'écaille de Prostovitsa	47
Fig. 22 : Carte de l'W du Skolis	50
Fig. 23 : Coupe type du flysch au NW du Skolis	51
Fig. 24 : NW du Skolis	52
Fig. 25 : W du Skolis	55
Fig. 26 : W du Skolis (II)	56
Fig. 27 : Corrélation stratigraphique	59

Fig. 28 : Schéma de corrélation des formations et des faciès des séries détritiques (d'après IFP - IGRS - 1966)	61
Fig. 29 : Corrélation entre le flysch du synclinal d'Epire-Akarnanie et celui de la carte de Goumeron	62
Fig. 30 : Classification pétrographique de Folk (1968)	64
Fig. 31 : Echelle granulométrique (d'après Folk, 1968)	65
Fig. 32 : Classification granulométrique de Folk (1968)	65
Fig. 33 : Diagrammes C-M (Passega)	67
Fig. 34 : séquence complète de Bouma (1962)	67
Fig. 35 : Classification des turbidites et des faciès associés d'après Mutti et Ricci-Luchi (1972)	68
Fig. 36 : Carte de répartition des faciès et des paléocourants de l'ensemble A	69
Fig. 37 : Analyse séquentielle de l'écaille de Prostovitsa	72
Fig. 38 : Carte de répartition des faciès et des paléocourants de l'ensemble B	76
Fig. 39 : Pétrographie des grès de l'ensemble B	80
Fig. 40 : Granulométrie des grès de l'ensemble B (courbes C-M, Passega)	81
Fig. 41 : Analyse séquentielle Monts de Galaro	87
Fig. 42 : Analyse séquentielle S Roupakia	88
Fig. 43 : Analyse séquentielle S Roupakia	89
Fig. 44 : Etude mégarythmique Flanc E de l'Observatoire	93
Fig. 45 : Chenal au N de Roupakia	95
Fig. 46 : Rosettes de courants de l'ensemble B	96
Fig. 47 : Carte de répartition des faciès et des paléocourants de l'ensemble C	99
Fig. 48 : Carte de répartition des faciès et des paléocourants de l'ensemble D	101
Fig. 49 : Pétrographie et granulométrie des grès de l'ensemble D	102
Fig. 50 : Modèle physiographique de la dispersion des sédiments par la gravité d'après Ricci-Lucchi (1975)	104
Fig. 51 : Schéma structural du flysch de la carte de Goumeron	112
Fig. 52 : Agrandissement du secteur de l'Observatoire et de ses prolongements N et S	116
Fig. 53 : Ecaille de Prostovitsa	117
Fig. 54 : Rosette des failles verticales tardives des calcaires et du flysch de la carte de Goumeron	118
Fig. 55 : Colonne lithostratigraphique et coupe du Flysch de la carte de Goumeron	121

Fig. 56 : Colonne stratigraphique résumée de la série pindique (modifiée, d'après Fleury, exc. SGF, 1976)	125
Fig. 57 : Résumé stratigraphique de la série du Pinde-Olonos (zones externe et médiane de la nappe en Péloponnèse)	129
Fig. 58 : Présentation géographique et localisation des coupes	130
Fig. 59 : Coupe type au N de Kakotari (I)	131
Fig. 60 : Coupe complémentaire du N de Skradha (I-5)	135
Fig. 61 : Coupe complémentaire à Moni Notenon (I-6)	138
Fig. 62 : Coupe complémentaire au N du col de Brostovitsa (I-7)	141
Fig. 63 : Coupe de la Frondzata (II)	143
Fig. 64 : Coupe de Tsipiana (III-1)	147
Fig. 65 : Coupe de la RN 111 (III-2)	151
Fig. 66 : Trias détritique (A)	153
Fig. 67 : Trias calcaire (B)	155
Fig. 68 : Jurassique (Lias C, Dogger D, Malm E) Eocrétacé à Sénonien basal (F)	157
Fig. 69 : Sénonien - Paléocène : (G) - (H)	160
Fig. 70 : Colonnes synthétiques	164
Fig. 71 : Schéma structural de la série du Pinde-Olonos	166
Fig. 72 : Coupes du Pinde-Olonos (Carte de Goumeron)	167
Fig. 73 : Rosette de failles verticales observées dans le Pinde-Olonos	166
Fig. 74 : Formations Pleistocène inférieur, d'après Hageman (1976)	171

T A B L E D E S M A T I E R E S

	pages
<u>PRESENTATION</u>	
I Présentation géographique	I
II Présentation géologique	IV
III But du travail	IV
IV Synonymie et erreur dans la toponymie	V
<u>PREMIERE PARTIE : LE FLYSCH DE LA CARTE DE GOUMERON</u>	
INTRODUCTION	1
1) Présentation géographique du domaine étudié	1
2) Présentation géologique	2
3) Présentation des connaissances	3
3-1. dans le secteur étudié	3
3-2. dans la zone de Gavrovo-Tripolitza	3
4) Plan de l'étude	6
Ch. I : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	7
1) Introduction	7
2) Les relevés lithostratigraphiques	8
2-1. Le Skolis	10
2-2. Les Monts de Galaro (s.l.), immédiatement à l'E du Skolis, de la dépression de Khatsouri à celle à l'W de Roupakia	11
2-2-1. Coupe-type	11
1ère partie : Flanc E du Skolis et dépression de Khatsouri	11
2ème partie : Monts de Galaro s.s.	13
2-2-2. Coupe complémentaire	15
2-2-3. Coupe synthétique	16
2-3. Le mont de l'Observatoire	17
2-3-1. Coupe-type du flanc W à la latitude N du village de Roupakia	18
2-3-2. Coupe-type du flanc E à la latitude du village de Manesi	24

2-3-3. Coupes complémentaires	27
1ère coupe : Au N de la coupe type sur le flanc W du mont	27
2ème coupe : Selon la charnière anticlinale	30
3ème coupe : Au S de Roupakia sur le flanc W du mont	31
2-3-4. Coupe synthétique	33
2-4. La dépression péliétique empruntée par la RN 111 ; ses barres conglomératiques	34
2-4-1. Description des pérites	36
2-4-2. Les monts conglomératiques	37
a) Coupe au N et au S de Kato Ayia Marina	39
b) Coupe au S de Xylochori	39
c) Mont de conglomérats à l'W de Skiada	39
d) Mont à l'E de Ano Ayia Marina	40
e) Mont au pied de l'Olonos (côtes 602, 737)	40
f) Mont au S d'Ayios Athanasios	41
2-4-3. Coupe synthétique	41
2-5. Le Mont au N d'Ayios Athanasios, les monts du S de la carte de Kato Achaïa	42
2-6. Les avants monts de l'Olonos (les écailles à matériel de la série de Gavrovo sous le front du Pinde-Olonos)	46
2-6-1. L'écaille de Prostovitsa-Kaletzi	46
2-6-2. L'écaille de Skiadha	49
2-6-3. L'écaille replissée de Kaloussi	49
2-7. Les Monts à l'W du Skolis	49
2-7-1. Coupe type du flysch au NW du Skolis	51
2-7-2. Coupe complémentaire : le flysch à l'W du Skolis	55
2-7-3. Coupe synthétique	58
3) Corrélation stratigraphique générale	58
3-1. dans la région étudiée	58
3-2. avec l'Epire-Akarnania	61

Ch. II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	64
1) Ensemble A	70
1-1. Lithologie	70
1-1-1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri	70
1-1-2. Les affleurements de l'écaille de Prostovitsa	71
1-1-3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton	71
1-2. Analyse séquentielle	71
1-2-1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri	71
1-2-2. Les affleurements de l'écaille de Prostovitsa	71
1-2-3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton	73
1-3. Figures, structures sédimentaires, ichnologie, macrofaune et microfaune	73
1-3-1. Les affleurements de la dépression de Khatsouri	73
1-3-2. Les affleurements de l'écaille de Prostovitsa	73
1-3-3. Remarque sur les affleurements du N de Traïton	74
1-4. Reconstitution du sens des courants	74
1-5. Conclusion partielle relative à l'ensemble A	74
2) Ensemble B	76
2-1. Lithologie	76
2-1-1. Résultats	76
a) Grès	76
b) Remarque sur les conglomérats et les pélites à galets	82
2-1-2. Conclusion	82
a) Répartition spatiale	82
b) Genèse des grès, conglomérats, pélites	82
c) Mécanisme du dépôt	84
d) Chimie du dépôt	86
e) Remarque	86
2-2. Etude séquentielle	86
2-2-1. Résultats	86
2-2-2. Conclusion	91
a) Répartition spatiale	91
b) Milieu sédimentaire	91

2-3. Etude mégarythmique	91
2-4. Etude des figures et structures sédimentaires	94
2-4-1. Figures sédimentaires	94
2-4-2. Structures sédimentaires	94
2-5. Ichnologie et Micropaléontologie	96
2-6. Reconstitution du sens des courants	96
2-7. Reconstitution paléogéographique	98
3) Ensemble C	99
3-1. Lithologie	99
3-2. Analyse séquentielle	100
3-3. Figures, structures sédimentaires	100
3-4. Ichnologie et micropaléontologie	100
3-5. Reconstitution paléogéographique	100
4) Ensemble D	101
4-1. Lithologie	101
4-1-1. Résultats	101
4-1-2. Conclusion	102
4-2. Analyse séquentielle	103
4-3. Figures, structures sédimentaires	103
4-4. Ichnologie et micropaléontologie	103
4-5. Reconstitution paléogéographique	103
5) Reconstitution paléogéographique générale	104
5-1. Caractéristiques des cônes profonds modernes et anciens	104
5-1-1. Modèle physiographique de Normark (1970) et Ricci-Lucchi (fig. 5, 1975)	104
5-1-2. Compilation des caractéristiques des cônes sous-marins (Nelson et Nilsen, 1974)	105
5-1-3. Classification des turbidites et faciès associés et étude mégarythmique (Ricci-Lucchi, 1975)	105
5-2. Comparaison avec le flysch de la carte de Goumeron	105
5-3. Conclusion	110

Ch. III : ETUDE TECTONIQUE	112
1) Commentaire de la carte géologique	112
1-1. Plis et écaillés	113
1-1-1. Le flysch à l'W du Skolis	113
1-1-2. Le Skolis et le flysch au N et au S	113
a) Le Skolis	113
b) Le flysch au N du Skolis	113
c) Le flysch au S du Skolis	114
d) Conclusion	114
1-1-3. L'E du Skolis	114
a) De la dépression de Khatouri au mont de l'Observatoire	114
b) Le mont de l'Observatoire et ses prolongements N et S	115
c) La dépression de la RN 111 et les monts au N d'Ayios Athanasios	117
1-1-4. Ecaillés de calcaire et de flysch sous le front de la nappe du Pinde-Olonos	117
1-2. Failles	118
2) Conclusion	119
CONCLUSION GENERALE DU FLYSCH DE LA CARTE DE GOMERON	120
<u>DEUXIEME PARTIE : LE PINDE-OLONOS (carte de Goumeron)</u>	122
INTRODUCTION	122
1) Présentation géographique du domaine étudié	122
2) Présentation géologique	122
3) Historique	122
Ch. I : ETUDE STRATIGRAPHIQUE DU PINDE-OLONOS	128
1) Introduction	128
2) Les coupes	128
2-1. L'écaillé de Brostovitsa	131
2-1-1. Le Massif des Tris Pirhoï	131
a) Coupe type au N de Kakotari	131
b) Coupes complémentaires au S et SE de Kakotari	133
c) Coupes complémentaires à Kaletzi et Alepokhori	134

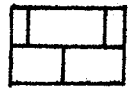
d) Coupe complémentaire du N de Skiadha	134
e) Coupe complémentaire à Moni Notenon	138
f) Coupe complémentaire au N du col de Brostovitsa	141
2-1-2. Le Massif de La Frondzata	143
a) Coupe de la Frondzata	143
b) Coupe de la RN 111	145
c) Coupe de la route RN 111 Ayia Kiriaki	146
2-2. L'écaille de Barba Oros	146
2-2-1. La coupe de Tsipiana	146
2-2-2. Coupe de la RN 111	151
2-3. Quelques coupes posant problème	153
3) Corrélation stratigraphique	153
3-1. Trias détritique (A)	153
3-2. Trias calcaire (B)	155
3-3. Jurassique (Lias C, Dogger D, Malm E) - Eocrétacé à Sémonien basal (F)	157
3-4. Sémonien - Paléocène (G) - (H)	160
3-5. La Formation à blocs	163
4) Conclusion	163
Ch. II : ETUDE TECTONIQUE	165
1) Commentaire de la carte géologique	165
1-1. Ecailles et plis	165
1-2. Failles	168
2) Conclusion	168
CONCLUSION GENERALE DU PINDE-OLONOS	169
<u>TROISIEME PARTIE : LE QUATERNAIRE DE LA CARTE DE GOUMERON</u>	170
INTRODUCTION	170
Ch. I : ETUDE STRATIGRAPHIQUE	170
1) Pleistocène	170
1-1. Pleistocène inférieur	170
1-2. Pleistocène moyen et supérieur	174

1-2-1. Le Piédmont de Foloï (Elide)	174
1-2-2. Le Glacis d'accumulation Rissien	174
1-2-3. Le Glacis Würmien	175
2) Holocène	175
Ch. II : ETUDE NEOTECTONIQUE	175
CONCLUSION GENERALE DU QUATERNAIRE	175
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	176

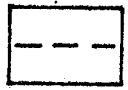


LEGENDE DES COUPES ET COLONNES

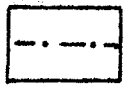
SERIE DU GAVROVO



calcaire



pelite



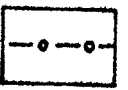
alternances de
grès et de pelite



grès



conglomérat



pelite à galets

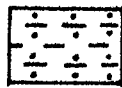
SERIE DU PINDE-OLONOS



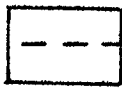
grès



alternances de
grès et de pelite



pelite



marnes à coraux



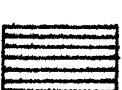
silixite



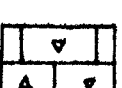
jaspe



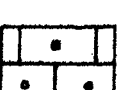
dolomie



calcaire micro-macrobréchiq



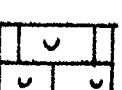
calcaire graveleux



calcaire marneux



calcaire fin à globotruncana



calcaire fin à filaments



calcaire fin



contact tectonique tangentiel majeur



contact tectonique tangentiel mineur



faille



faune abondante

I, I₀, ... N° échantillon



CARTE GEOLOGIQUE DE GOMERON

LEGENDE

QUATERNAIRE

22 ALLUVIONS RECENTES

21 COLLUVIONS

20 GLACIS WÜRMIEN

19 BRECHE, GLACIS RISSIEN

18 PALEOSOL ROUGE

17 FORMATION D'ERYMANTHOS

16 FORMATION DE VALMI

15 FORMATION D'OLYMPIA

14 FORMATION DE VOUNARGON

Conglomerat

SERIE DU GAVROVO

FLYSCH OLIGOCENE

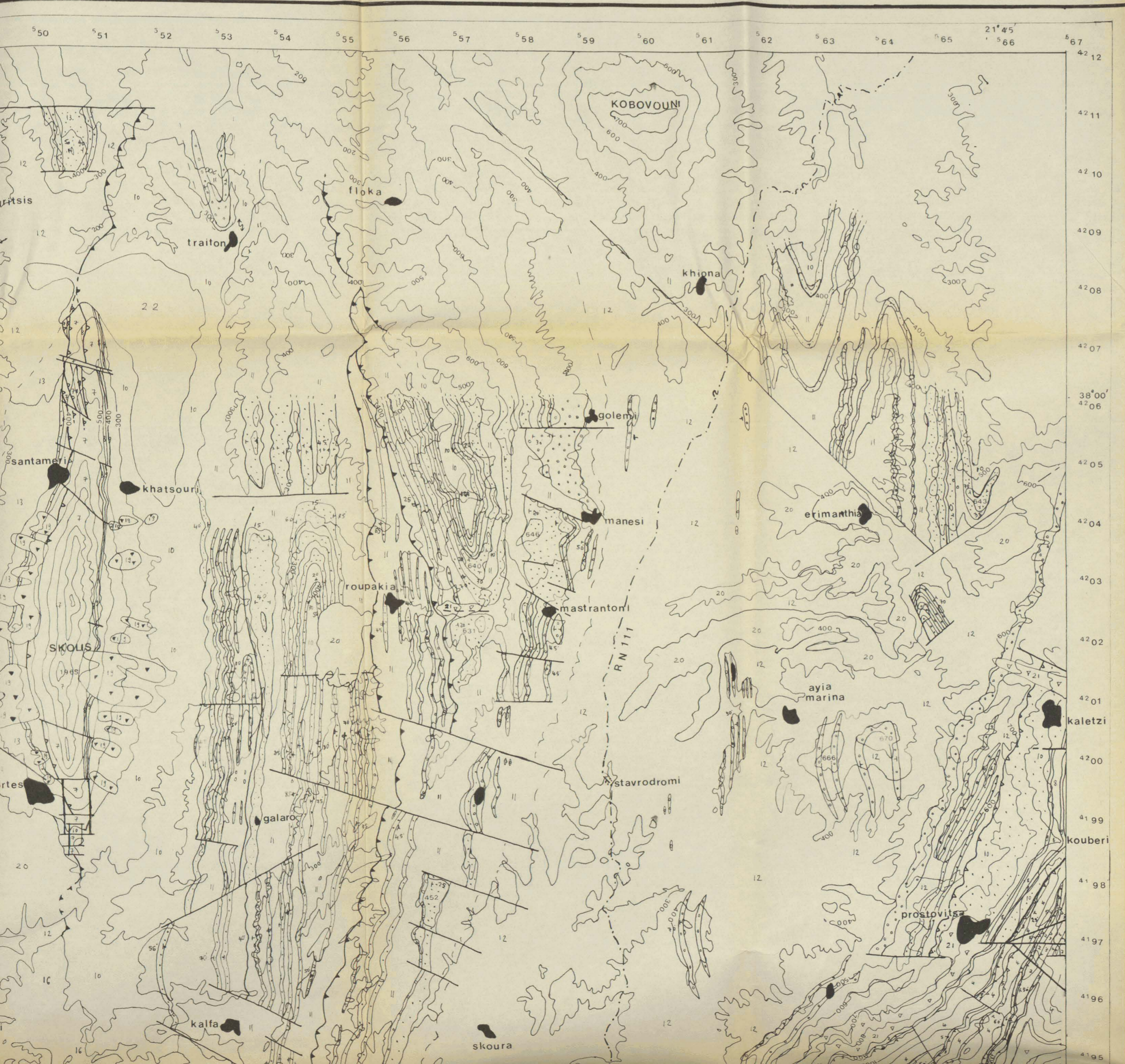
13 OLIGOCENE SUP.
ENSEMBLE D

LITHOLOGIE

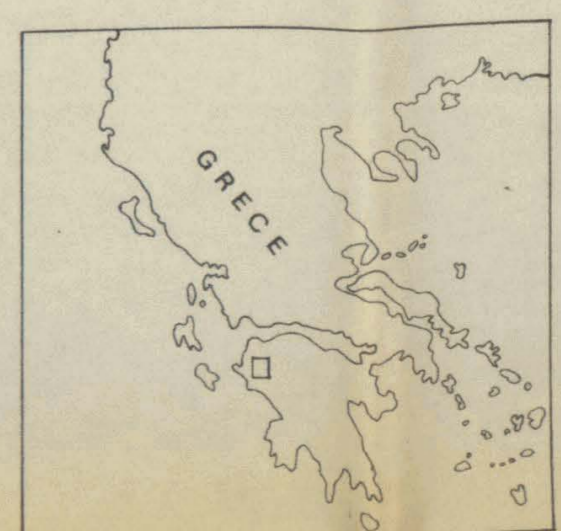
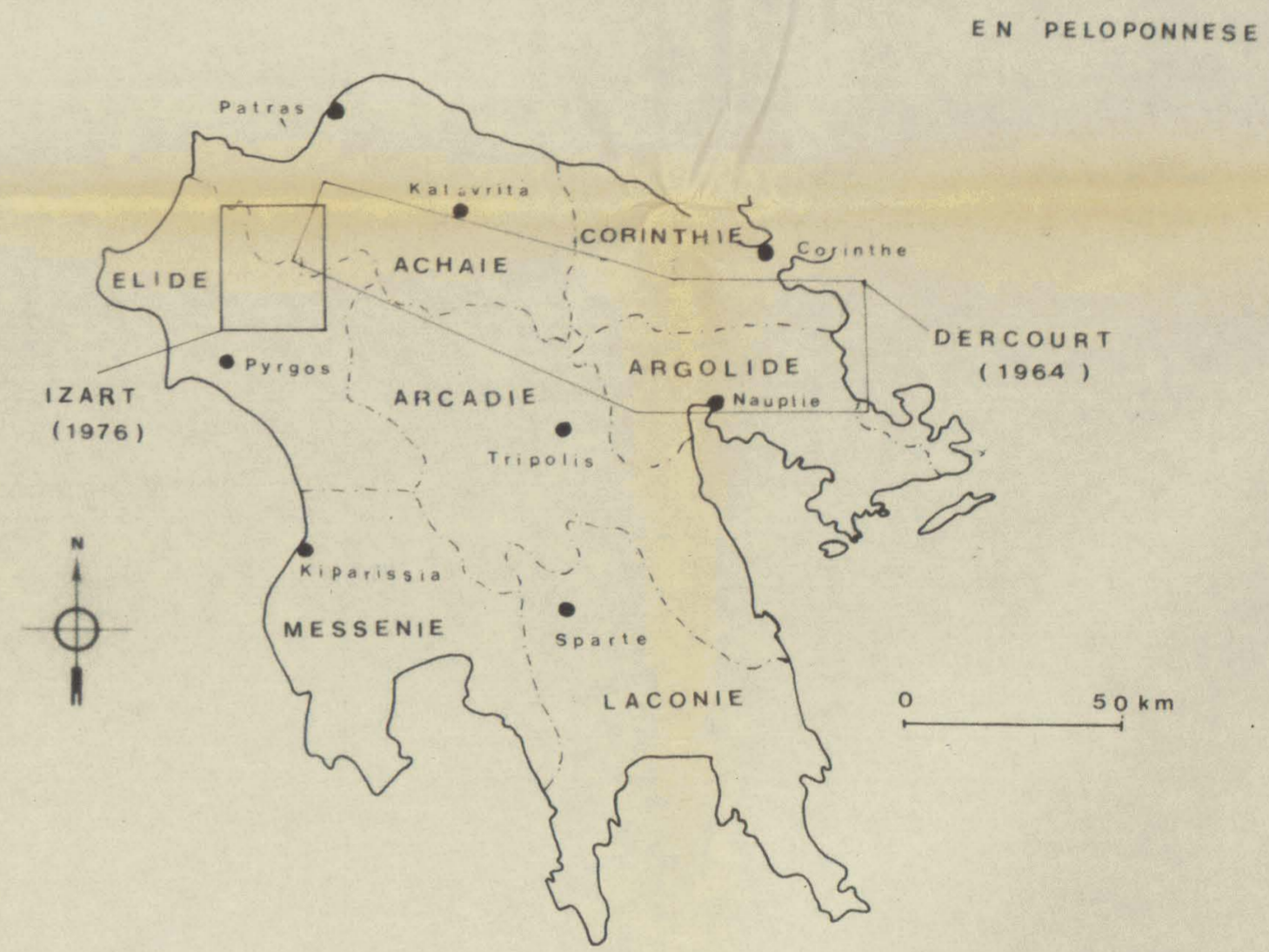


CARTE GEOLOGIQUE DE GOMERON

F0376
1976
173



SITUATION GEOGRAPHIQUE



- 12 ENSEMBLE C
 - 11 ENSEMBLE B
 - 10 ENSEMBLE A
 - 9 COUCHES DE PASSAGE DIACHRONIQUES
 - 8 CALCAIRES EOCENE SUP^r
 - 7 CALCAIRES CRETACE SUP^r
- INF^r
- Gres
 - Pelite

INDICATIONS SYMBOLIQUES.

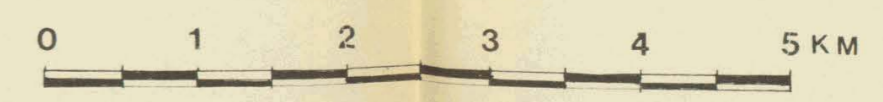
- pendage «, «', 90', inverse
- plissement
- courbe de niveau d'equidistance 100m
- limite de couche et d'ensemble
- limite de couche indeterminee
- passage lateral de facies
- faille
- faille supposee
- contact anormal
- contact anormal suppose
- contact anormal cache
- route
- village
- chapelle

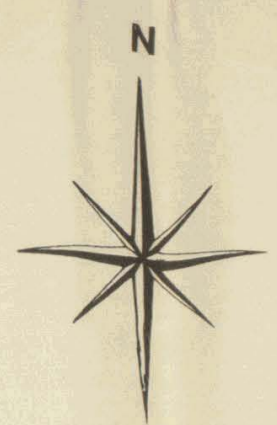


fonds topographiques utilises :
 cartes de GOUMERON SHEET 1716 IV
 LAMBIA pp 1/50.000
 KATO ACHAIA pp

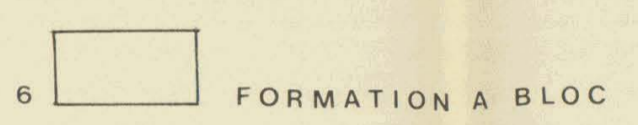
levés geologiques
 effectues par
 1 FLEURY
 2 IZART

ECHELLE 1/50.000





FORMATION A BLOC

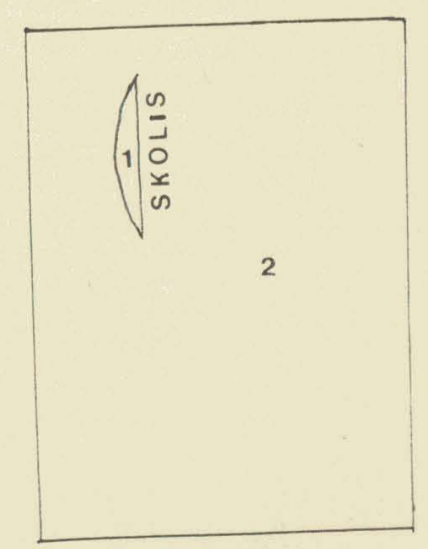


SERIE DU PINDE OLONOS

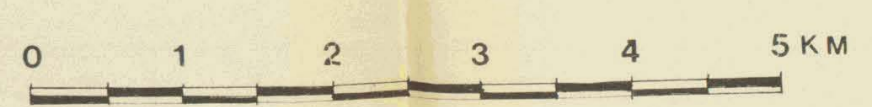
- 5 MAESTRICHTIEN PALEOCENE
- 4 COUCHES DE PASSAGE DIACHRONIQUES
- 3 CRETACE SUP^r
- 2 CRETACE INF^r
- 1 JURASSIQUE
- 0 TRIAS SUP^r CALCAIRE
- 1 TRIAS SUP^r DETRITIQUE

levés géologiques

effectués par
 1 FLEURY
 2 IZART 1974
 1975

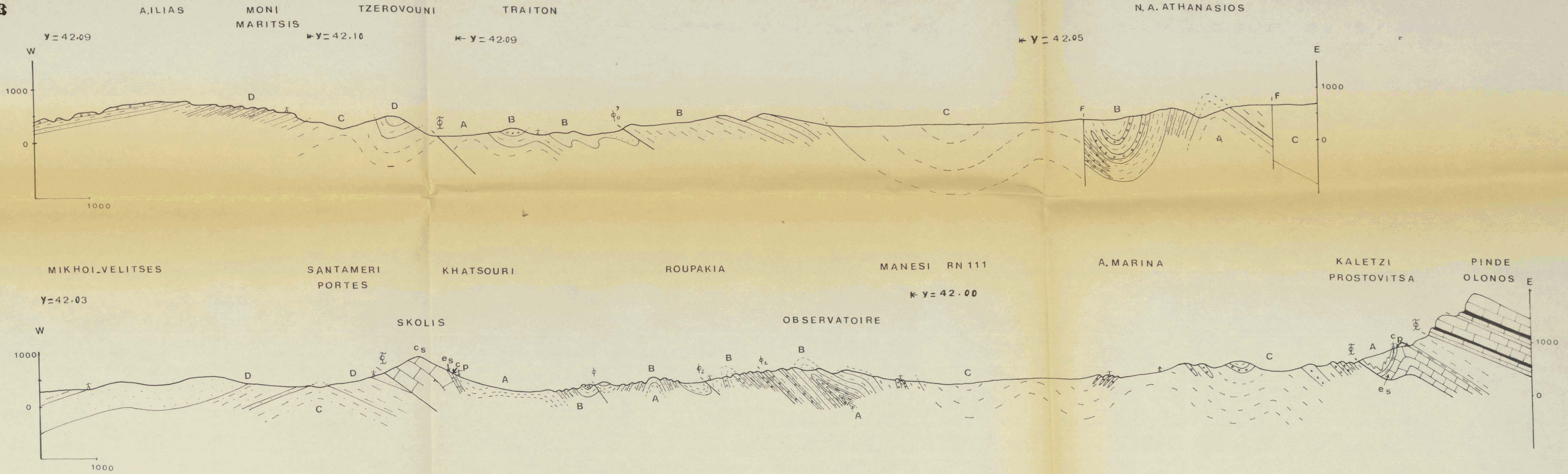


ECHELLE 1/50.000



COUPES DES CALCAIRES ET DU FLYSCH DU GAVROVO SUR LES CARTES DE GOMERON ET DE KATO ACHAIA

0376
1976
173



LEGENDE

- limite de couche
- - - limite d'ensemble
- F — faille verticale
- φ — faille oblique
- ⊕ — contact tectonique majeur

- D } flysch
- C } oligocene
- B }
- A }
- cp couches de passage
- es calcaire eocene sup^r
- cs calcaire cretace sup^r

